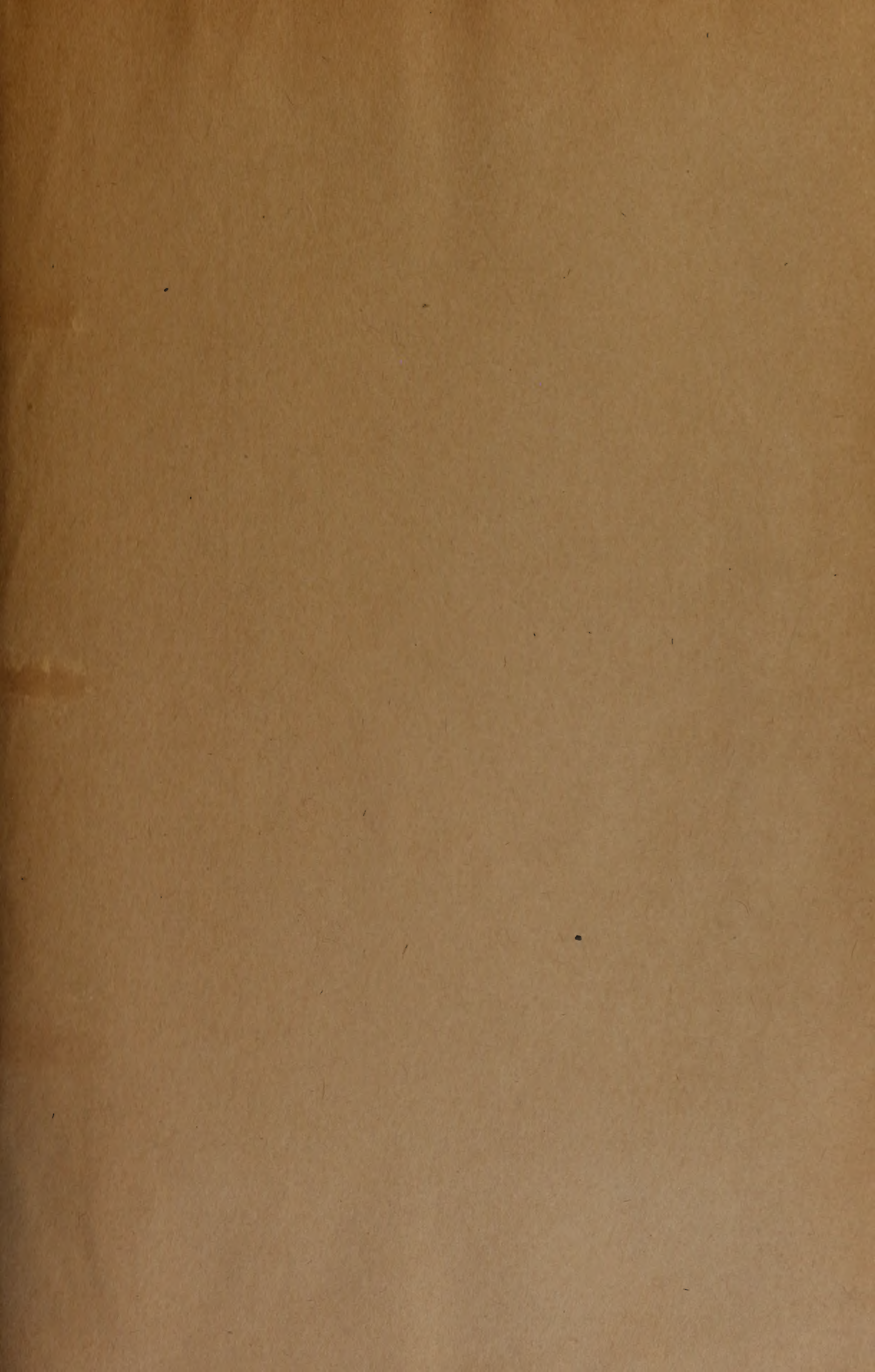






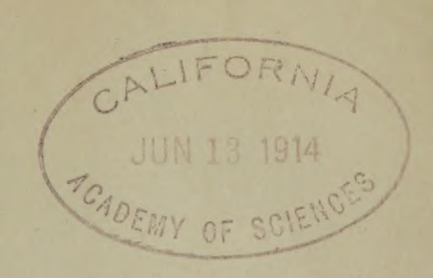


JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT





LXIII. BAND 1913.

Mit 29 Tafeln.



Wien, 1913.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung,

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.



Inhalt.

Heft 3.

Heft 4.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Skt. Stanislaus-Ordens II. Kl., des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens und des Kommandeurkreuzes des Sternes von Rumänien, Ritter des portugiesischen Skt. Jakobsordens und des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Ehrenpräsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Geological Society of London, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest, der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau und des Naturh. und Kulturh. Vereines in Asch, korrespondierendes Mitglied der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, der kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, der Geological Society of America in New York, der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III. Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, III. Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Geyer Georg, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Regierungsrat, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v. Stolzenburg, III. Hansalgasse Nr. 3.

Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III. Kolonitzplatz Nr. 8.

Dreger Julius, Phil. Dr., k. k. Bergrat, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für das landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und kulturtechnische Studium an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.

Ober-Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., kais. Rat, Besitzer der kais. ottomanischen Medaille für Kunst und Gewerbe, III. Geusaugasse Nr. 43.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Eichleiter Friedrich, kais. Rat, III. Kollergasse Nr. 18.

Geologen:

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., k. k. Bergrat, III. Keilgasse Nr. 15.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII. Klostergasse Nr. 37.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.

Adjunkten:

Schubert Richard Johann, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Waagen Lukas, Phil. Dr., Besitzer des Goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Sophienbrückengasse Nr. 10.

Ampferer Otto, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III. Geusaugasse Nr. 31.

Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., II. Kurzbauergasse Nr. 1.

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III. Hörnesgasse Nr. 24.

Assistenten:

Beck Heinrich, Phil. Dr., III. Erdbergstraße Nr. 35.

Vetters Hermann, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben, V. Stollberggasse Nr. 11.

Hackl Oskar, Techn. Dr., IV. Schelleingasse 8.

Götzinger Gustav, Phil. Dr., Ritter des ital. Mauritius- und Lazarus-Ordens, Preßbaum bei Wien (ad personam).

Praktikant:

Sander Bruno, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität in Innsbruck, II. Valeriestraße Nr. 62.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III. Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.
Skala Guido, III. Hauptstraße Nr. 81.
Eine Stelle unbesetzt.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Oberrechnungsrat, III. Geologengasse Nr. 1.

Kanzleioffiziantin:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:

Amtsdiener:

Palme Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 23,
Ulbing Johann, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes, III. Rasumofskygasse Nr. 23,
Wallner Mathias, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Präparator: Špatný Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Laborant: Felix Johann, III. Lechnerstraße 13.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyča Alois, III. Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Unbesetzt.

Korrespondenten

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

1913.

Dr. jur. und phil. Otto Haas in Wien.

Prof. Dr. phil. Fridolin Krasser, Universitätsprofessor in Prag.

Josef Krulich, Forstingenieur, Wien.

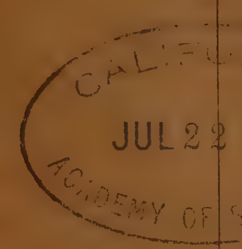
Edmund Makuč, Oberingenieur der Witkowitzer Steinkohlengruben.

Dr. phil. Franz Baron Nopcsa, Wien.

Dr. phil. Franz X. Schaffer, Kustosadjunkt und Vorstand der Geologisch-paläontologischen Abteilung im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum in Wien.

Stephan Weigel, Neutitschein.

Ausgegeben im Juni 1913.



JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1913. LXIII. BAND.

1. Heft.



Wien, 1913.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.





Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal.

Von F. **Felix Hahn** in München.

Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 (Tafel Nr. I), zwei Profiltafeln (Tafel Nr. II und III) und 6 Zinkotypien im Text.

Inhaltsübersicht: *A.* Vorbemerkungen. — *B.* Schichtenfolge. — *C.* Heteropie. — *D.* Gebirgsbau. — *E.* Rückblick auf die Ergebnisse.

A. Vorbemerkungen.

Die überaus verwickelten Verhältnisse des Gebirgsbaues, die gelegentlich meiner früheren Spezialaufnahme in der Gegend von Unken und Lofer[1]) zutage traten, veranlaßten mich, in den benachbarten Gebieten meine Untersuchungen fortzusetzen, um aus umfassenderer Erfahrung heraus zur Ausdeutung von Fragen vordringen zu können, an deren Beantwortung ich mich damals noch nicht wagen durfte. Zu diesem Zwecke schien mir fürs erste eine genauere Durchforschung der Berge des oberen Saalachtals bis zum Hirschbichl und Hundstod vordringlich und Erfolg verheißend zu sein, nachdem ja durch die Aufnahmen der Herren G. Gillitzer[2]) und H. Krauß[3]) im Norden der nötige Rückhalt gesichert war.

Während der Aufnahme im Felde, die im wesentlichen in das Jahr 1910 fiel, ergab sich aus praktischen Gründen die heute vorliegende Umgrenzung der Karte, wenn schon sich meine Begehungen noch auf größere Teile des Steinernen Meeres, der Wimbachgruppe und der Steinberge zur Abrundung erstrecken mußten. Als Grundlage wurde die Originalaufnahme des k. k. Militärgeographischen Instituts benützt, die leider hier den notwendigen Anforderungen des Geologen an die Genauigkeit der Geländedarstellung nicht mehr genügend entspricht, so daß ich mich zur Reduktion auf den halben Maßstab bei der Veröffentlichung entschloß. Auch das dem Leoganger Steinberg gewidmete Stück der Aufnahme mußte sich des berührten Übelstandes halber auf das notwendigste beschränken; eine Neu-

---

[1]) Dieses Jahrbuch, LX. Bd., 1910, pag. 311—420, 637—712.

[2]) Geol. Aufbau des Reiteralpgebirges, Geognost. Jahresh., 25., 1912, pag. 161.

[3]) Geol. Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck, Geogn. Jahresh., 26., 1913.

schaffung der topographischen Unterlage erschiene hier als ein besonders dringliches Erfordernis.

Gelegentlich meiner Tätigkeit im Felde erfreute ich mich der Unterstützung des königl. bayrischen Forstamtes Saalachtal, wofür nochmals gedankt sei.

Ich kann es unterlassen, eingehend die ältere Literatur über das Gebiet zu würdigen, nachdem erst vor kurzem in den Monographien über nachbarliche Berggruppen[1]) ausführliche Besprechungen vorgenommen wurden und wichtige, neuere Arbeiten für das Spezialgebiet fehlen. Besonders auszeichnend möchte ich nur K. Peters[2]) erwähnen, der auch hier bereits 1854 die stratigraphischen Grundzüge festlegte. Daran knüpfte dann C. W. von Gümbel[3]) wohl im wesentlichen an, in seiner kartographischen Darstellung freilich wenig glücklicher wie in der Kammerker—Sonntagshorngruppe. C. Aberles[4]) Profile gehen wiederum auf beide Autoren zurück. Für die tektonischen Verhältnisse sind einige Bemerkungen G. Geyers[5]) von Bedeutung, da hier zuerst der Zusammenhang der Leitlinie Torrener Joch—Hocheis—Hundstod—Seehorn—Hirschbichl erkannt wurde. Sie waren des weiteren der Gegenstand der Besprechung E. Haugs[6]) und J. Nowaks[7]). Die eiszeitlichen Phänomene fanden bereits 1886 bei E. Brückner[8]) eine richtige und umfassende Darstellung. Das äußerste Südostende meiner Karte erschien 1907 auf dem Blatt SW-Gruppe Nr. 18, Hallein und Berchtesgaden der geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, freilich nicht ganz zutreffend koloriert. Auf die den Steinbergen gewidmeten Aufsätze von H. Cranz[9]), auf die Schilderung der Reiteralpe von M. Zeller[10]) sei wegen des Bilderschmuckes, besonders wegen der ausgezeichneten Kartenskizzen, aufmerksam gemacht, welchen ich auch im folgenden eine Reihe von Ortsbezeichnungen entnommen habe. Eine Zusammenfassung einiger meiner Ergebnisse veröffentlichte ich 1911[11]), einige Fossilfunde im Lias wurden im gleichen Jahre anderen Orts von mir besprochen[12]).

---

[1]) Vergleiche besonders C. Lebling, Lattengebirge, Geognost. Jahresh., 24., 1911, pag. 33.

[2]) Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiete der Saale. Dieses Jahrb. 1854.

[3]) Geogn. Beschreibung des bayr. Alpengebirges, 1861.

[4]) Franz Keils geogn. kol. topogr. Reliefkarte. Gesellsch. f. Salzb. Landesk., Mitt., VII, 1867.

[5]) Untersuchungen über die Lagerungsverh. des Lias in den östl. bayr. Kalkalpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 293 und dieses Jahrb., 36., 1886, pag. 215.

[6]) Les nappes de charriage des Alpes calc. sept., Bull. Soc. Géol. France, 4, VI, 1906.

[7]) Bau der Kalkalpen in Salzburg. Bull. Acad. Wiss., Krakau 1911, pag. 57.

[8]) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Pencks Geogr. Abh. I, 1.

[9]) „Der Loferer Steinberg". Zeitschr. Deutsch. u. Österr. Alpenver., 31, 1900 und „Der Leoganger Steinberg", ebenda. 32, 1901.

[10]) „Die Reiteralpe", ebenda, 41., 1910.

[11]) Zur Geologie der Berge des oberen Saalachtales. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 7, pag. 147.

[12]) Neue Funde im nordalpinen Lias der Achenseegegend. Neues Jahrb. f. Min., B.-Bd. 32, pag. 547, 575.

B. Schichtenfolge.

Die Bausteine des der Spezialaufnahme unterworfenen Gebirges sind folgenden Systemen und Abteilungen zugehörig:

I. Trias.

1. Untere Trias (skytische Stufe).

2. Dolomite der mittleren und oberen Trias nebst heteropischen Einlagerungen (anisische bis unternorische Stufe).

3. Kalke der oberen Trias (norische und rhätische Stufe).

II. Jura.

1. Heteropischer Mischverband des unteren und mittleren Lias.
2. Schwarze Mergelkalke des oberen Lias.
3. Radiolarite des mittleren Juras.
4. Oberalmer und Aptychenschichten des höheren Juras.

III. Kreide.

Neokom.

IV. Tertiär.

Jungtertiär.

V. Quartär.

1. Diluvium.
2. Alluvium.

I. Trias.

1. Untere Trias (skytische Stufe).

Im höheren Wildenbachtal bis hinauf zur Hundsalm und am Westfuße der Laimbichlhörner, längs des Klaußlbaches sowie in der Umgebung der Almwaldalm [1]) zeigt sich an der Basis der Berchtesgadner Decke eine recht wechselnd mächtige Reihe der verschiedenartigsten Gesteine, die den Werfener Schichten angehören. Am weitesten verbreitet sind rote, sehr feinkörnige Sandsteine und Tonschiefer, dann dünnplattige, mergelige oder sandige Kalke aller möglicher Farbschattierung, denen sich graue oder bräunliche Dolomite beigesellen können.

Ich kann die Angaben älterer Autoren insofern nur bestätigen, als auch ich die Hauptmasse der roten sandigen Schiefer in tieferen Niveaus, die kalkigdolomitischen und mergeligen Lagen, vor allem die Bänke mit *Naticella costata*, jedoch gegen das Hangende zu antraf. Eine kartographische Trennung der beiden Zonen erweist sich augenblicklich noch undurchführbar, da zu wenig Sicheres über die vertikale Verbreitung der schlechterhaltenen Fossilien bekannt ist.

Besonders möchte ich eine Bank krinoidenreichen, doch auch sandigen Kalkes von graubräunlicher oder rotbrauner Farbe er-

[1]) Jetzt Auerweißbachalpe genannt.

wähnen, der nordöstlich Wildentals sporadisch zusammen mit einer *Naticella costata*-Bank auftritt, nicht selten Naticiden und Pectiniden mit kalkigen Schalen führt und identisch sein dürfte mit den braunroten, etwas „kristallinen“ Kalkbänken der Ramsau, aus welchen H. Rassmuss[1]) *Coelostylina werfensis Witt.* als Leitform für die Grenze von Seiser und Campiler Schichten zitiert. Besteht die Schlußfolgerung von Rassmuss zu Recht, so würde damit der weitaus überwiegende Teil der in den westlichen Berchtesgadner Alpen aufgeschlossenen Werfener dem liegenden Seiser Niveau zuzuweisen sein, da ich die erwähnte Bank kaum 20 *m* unter der Hangendgrenze antraf und da sie auch von G. Gillitzer[2]) ausdrücklich aus der „oberen Partie“ erwähnt wird.

Eine Bank eines grünlichen, äußerst zähen Kalksandsteins vom hinteren Scharleitenbach ließ im Dünnschliff auch Glaukonit neben Quarzkörnern usw. erkennen.

Da ich im Hundsgraben auf 1220 *m* inmitten typischer Werfener hellgraue, reinere und auch etwas dickbankigere Kalkbänke mit spärlicher rötlicher Kalzitdurchaderung antraf, glaube ich auch die ähnlichen grauen, hornsteinfreien, plattigen Kalke nordwestlich der oberen Hundsalmhütte trotz ihres jüngeren Aussehens in diese Stufe rechnen zu müssen, da ihnen auch sandig sich anfühlende, hellbräunlichgraue Kalke beigelagert sind, die unter dem Mikroskop von winzigen abgerundeten Dolomitkriställchen sich erfüllt zeigen.

Es sei festgestellt, daß Gips wie Haselgebirg innerhalb unserer Gebietsgrenzen nicht beobachtet wurde.

Die größterschlossene Mächtigkeit dieser terrestrischen und litoralen Ablagerungen überschreitet kaum 250 *m*, gewiß im Verein mit der oben gepflogenen stratigraphischen Betrachtung und einer faziellen Würdigung ein Beweis, daß uns nur ein kleiner Bruchteil des skytischen Zeitwertes verkörpert erhalten wurde.

Abgesehen von gesellig vorkommenden, aber allzu ungünstig konservierten Myophorien und Myaciten seien folgende Fossilreste aufgeführt:

Lingula tenuissima Bronn in bräunlichem glimmerreichen Sandstein vom hinteren Sulzbach.

Pseudomonotis venetiana v. Hauer aus grauem kalkigen Sandstein des Klaußlbaches.

Gervillea exporrecta Leps.
Myophoria elongata Wissm.
Naticella (Natiria) costata v. Mü.
} aus mürben bräunlichen Sandsteinen des oberen Niveaus im Triessteingraben.

Der morphologische Charakter der Ablagerung ist durch den Tonreichtum der Gesteine bestimmt; nasse Wiesen und sumpfige, gebüschbestandene flache Hänge, die Sprosse von *Equisetum* und ein lehmiger, brauner oder grauer Boden sind hier wie anderwärts bezeichnend.

[1]) Zur Kenntnis der Werfener Schichten bei Berchtesgaden. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 63, 1911, Mitt., pag. 553.

[2]) A. a. O. pag. 171. Seine Bemerkung (pag. 173), daß nur obere und mittlere Campiler Schichten vertreten seien, dürfte einem Mißverständnis entsprungen sein.

2. Dolomite der mittleren und oberen Trias nebst heteropischen Einlagerungen (anisische bis unternorische Stufe).

Dem Ramsau-, Raibler- und Dachsteindolomit der tirolischen[1]) Unterlage stehen Reichenhaller-, Ramsau- und Hallstätterdolomit der juvavischen Deckmasse gegenüber.

a) Tirolischer Ramsaudolomit.

Die Dolomitmasse beiderseits der Tiefenrinne des Schüttachgrabens, von der etwa 300 *m* aufgeschlossen sind, wie ein Teil der Dolomite des Hundsfußes zwischen Wildenbachklamm und Gföllwiesalp ist hierher zu rechnen. Der petrographische Charakter unterscheidet sich in nichts von jenem des juvavischen Ramsaudolomits. Stets licht, oft blendend weiß gefärbt, nur andeutungsweise, sofern überhaupt, gebankt, bald feinkristallinisch körnig voll kleiner ausgelaugter Hohlräume, die sich meist noch auf ehemals vorhandene Fossilien beziehen lassen, bald dicht oder auf weite Strecken brekziös, dann wieder längs tektonischer Flächen rotgefärbt und zerrieben, erbaut der Dolomit in Einförmigkeit schuttbeladene Hänge oder ist in tiefeingerissenen Schluchten voll bizarrer Kleinformung aufgeschlossen.

Bestimmbare Fossilreste sind stets an Kalkgehalt geknüpft; so fand ich hinter dem Kleberbauern Hohldrücke von einer ziemlich großen *Worthenia*, eine *Avicula cassiana Bittn.*[2]) und Bivalvensteinkerne (*Nucula?*). Der stark kalkige Dolomit in der Umgebung der Vorderkaser Klamm birgt zahlreiche Diploporen, Kelche von Einzelkorallen (*Margarophyllia?*) und dicke Stielglieder von *Encrinus cassianus Laube*. Gegen die Roßruckklamm wird das Gestein so kalkreich und gut gebankt, daß kein Unterschied mehr zu dem dolomitischen Wettersteinkalk der Kirchberg-Kalksteingruppe besteht; aber auch mit dem Ramsaukalk des Antenbichls herrscht gute Übereinstimmung.

Der tirolische Ramsaudolomit im Umkreis des Wimbachgrieses fügt sich gleichfalls vollständig in die oben gegebene Beschreibung.

Das Alter darf als ladinisch gesichert gelten.

b) Tirolischer Raibler Dolomit mit Einlagen von Carditaschichten und Reingrabner Schiefern.

Über dem hellfarbenen Ramsaudolomit lagern zwischen den Steinbergen bituminöse, gutgebankte, bis etwa 300 *m* mächtige, schwärzliche Dolomite, die mit den Raibler Dolomiten der Waidringer

---

[1]) Als tirolisch wurde von mir in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, Nr. 15, pag. 339, alles, was um Berchtesgaden bisher „bayrisch basal" genannt wurde, als juvavisch alle Deckschollen zwischen Saalach und österreichischer Traun bezeichnet. Der Ausdruck „bayrisch" in tektonischem Sinne ist schon deshalb zu verwerfen, da er als Faziesbezeichnung schon lange vor Haug festgelegt war.

[2]) S. Polifka beschrieb in diesem Jahrbuch 1886, pag. 598, aus Schlerndolomit eine *Avicula cislonensis*, die vielleicht mit *A. cassiana Bittner* identisch sein dürfte und gleichfalls mit meiner Form gut übereinstimmt.

Gegend[1]) zu identifizieren sind und welche in ihrer stratigraphischen Lage frühzeitig von E. Fugger[2]) am Südrand des Leoganger Steinberges richtig erkannt wurden. Es ist bemerkenswert, daß im westlichsten Gebietsteil, das heißt nahe der Hochschüttachalpe diesem Raibler Dolomit noch schwarze, oft oolitische Kalkbänke mit *Cardita Gümbeli Pichler*, *Myophoria Wöhrmanni Bittner*, *Macrodon sp.*, *Pentacrinus*-Stielglieder eingelagert sind, während östlicher derartige Lagen immer spärlicher zu finden sind und nur ganz dünne, unzusammenhängende Bänder von roten und bräunlichen Letten erinnern dann zuweilen (so im inneren Ödenbachtal, am Hange westlich des Lahnerhorns auf 1150 *m*, im Dürrnberger Wald bei P. 836) an die westlicher gewohnte Ausbildung des karnischen Niveaus. Aber auch die schwarzen charakteristischen Raibler Dolomite treten gegen Ost immer mehr zurück gegen unansehnliche, schmutziggraue und indifferente Dolomite, die eine Abtrennung von dem teilweise ganz ähnlichen Dachsteindolomit fast zur Unmöglichkeit machen, so daß nur noch im allgemeinen das Niveau festzulegen ist, während auf die Einzeichnung von Schichtgrenzen verzichtet werden muß.

Diese letztere Beobachtung gilt auch sowohl für die Dolomitmasse des Hundsfußes, in welcher vielleicht östlich des Kleberbauern der karnische Anteil zu suchen ist, wie für den Nordhang des Loferer Steinberges, wo westlich der Metzgeralp und gegen das Ascher-(Weißbach-)Tal in mittlerer Hanghöhe soviel bituminöser, dunkelfarbiger Dolomit den normalen hellen Dolomiten sich beimischt, daß eine kartographisch schwer faßbare Hervorwölbung von Raibler Dolomit mir sehr wahrscheinlich wurde. Ein Verfolg dieser Zone nach West gegen den Schäfferaugraben, wo typische Raibler Dolomite zu finden sind, wird wohl später die erhoffte Klärung bringen können. Selbst in dem westlichen Teil der Hochkaltergruppe, an der Bindalm, ist noch eine ganz identische Ausbildungsart der karnischen Stufe anzutreffen, da wenig bituminösen, grauen, nur stellenweise geschichteten Dolomiten in zwei getrennten Schmitzen blaugraue und gelbrote Mergelschiefer eingelagert sind. Gleich östlich hiervon muß jedoch eine wichtige heteropische Grenze verlaufen. Rund um das Wimbachgries sind nämlich dem liegenden, hellen ladinischen Ramsaudolomit schwärzliche Tonschiefer in Reingrabener Fazies als 5 bis 15 *m* mächtiges, scheinbar ununterbrochenes Band aufgelagert, das in seiner düsteren Farbe besonders am Sattel zwischen Großem und Kleinem Palfelhorn mehrfach gestaffelt in den Wänden des Hinterbergkopfes, am Zirbeneck und am Fuße der Griesspitze in die Augen fällt und schon von Böse[3]) am Schönfeld beobachtet worden war. Darüber lagert auch hier ein indifferenter grauer Dolomit, der in der Hochkaltergruppe von dem hangenden Dachsteindolomit kaum zu trennen ist.

Die Reingrabener Fazies ist aber auch von dem Südosteck des Leoganger Steinberges und von Saalfelden bekannt.

---

[1]) Hahn, Kammerker—Sonntagshorngruppe, pag. 326.

[2]) Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, 23, 1883. Doch hat sie bereits E. v. Mojsisovics 1874 (dieses Jahrbuch, pag. 113) vollkommen zutreffend als die Reingrabener Schiefer überlagernd von der Brandlalm beschrieben.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, pag. 510.

c) Tirolischer Dachsteindolomit.

Über der etwa 300 *m* starken karnischen Stufe des Rotschüttgrabens folgt mindestens 500 *m* hellgrauer, plattiger, oft kalkiger Dolomit, dann 500 *m* Dachsteinkalk bis zum Gipfel des vorderen Ochsenhorns, auf dem ich Rhätlumachelle mit guten Exemplaren der *Avicula contorta* sammelte, gewiß ein schlüssiger stratigraphischer Altersbeweis für die Richtigkeit der Titelbezeichnung auch ohne Fossilfunde aus der Schicht selbst. Zu starke Verallgemeinerung von an sich ganz zutreffenden Beobachtungen hat eben auch bei der Anwendung des Begriffes Ramsaudolomit zu einer gewissen Selbsttäuschung geführt; ein Teil des Gümbelschen „Hauptdolomits“ besteht hier westlich der Saalach dem Alter nach zu Recht.

Es handelt sich um weißliche bis dunkelgraue, wechselnd dichte bis feinkörnige und löcherige, auch sehr häufig brekziöse Gesteine von deutlicher, meist dünnplattiger Bankung. Feingebänderte Lagen sind einigermaßen charakteristisch. Die Ausbildung bleibt sich am Nord- und Südfuße des Loferer Steinberges, im Leoganger Steinberg, an der Diesbachmühle und im unteren Wildenbachtal, an der Mittereisalp, unterm Kammerlinghorn, am Alpl- und Palfelhorn fast gleich. Nur an den letzterwähnten Stellen fand ich gelblichbraune, grobluckige Rauchwacken, wohl ein Produkt tektonischer Einwirkung.

Die Grenze gegen den Dachsteinkalk im Hangenden ist unscharf; eine mehr oder weniger breite dolomitischkalkige Zone, oft recht reich an großen Megalodonten, schiebt sich vermittelnd zwischen beide.

In der Mächtigkeit sind zwischen der östlichen und westlichen Gebietshälfte große Schwankungen unverkennbar. Kann man erstere, wie eingangs bemerkt wurde, in der Schüttachtalung auf etwa 500 *m* veranschlagen, so ist schon an der Nordwestseite des Lahnerhorns eine beträchtliche Abnahme feststellbar, am Alplhorn wird kaum bedeutend mehr als 300 *m* unternorischer Dolomit vorhanden sein; eine genauere Zahl läßt sich wegen der Schwierigkeit, die karnischen Dolomite abzutrennen, leider nicht feststellen. Im Vereine mit der Tatsache, daß östlicher der Dachsteinkalk weit größere Mächtigkeiten wie westlich erreicht, ergibt sich die Bestätigung der alten Ansicht von Mojsisovics, daß Hauptdolomit (Dachsteindolomit) und Dachsteinkalk sich zu einem guten Teil heteropisch vertritt.

d) Juvavischer Reichenhaller Dolomit.

An der Basis der ortsfremden Triasdolomite machen sich da, wo der Kontakt von Werfenern zum Ramsaudolomit ein unversehrter ist, dunkle, unrein dolomitische Gesteine bemerkbar, die nach dem Vorgang Böses[1]) als Reichenhaller Dolomite zusammengefaßt werden. Die gelblichgraue oder bräunliche Färbung geht nach oben ohne scharfe Grenze in das Helle des gewöhnlichen Ramsaudolomits über, so daß eine kartographische Abtrennung wenig für sich hat.

---

[1]) A. a. O. 1898, pag. 702.

Innerhalb des Gebietes erreicht dieser Dolomit in normaler Ausbildung seine größte Mächtigkeit (bis 150 *m*) an der Basis der Schubmasse beiderseits des Kötschmairbaches bis gegen Wildental; auch am Fuße der Laimbichlhörner ist er unter dem weißen Ramsaudolomit, freilich nur in wenigen Metern in tiefen Rinnen entblößt, vorhanden. Im Klaußbache treten nahe der Einmündung des Kienberggrabens knapp über den Werfnern gelbe kalkige Dolomite und helle, gutgebankte, dolomitische Kalke zutage, die in auffallender Wandstufe auswittern. Dem gleichen Niveau gehören wohl auch dunkelgraue und bräunliche, oft bituminöse, dolomitische und auch mergelige Kalke von dünner Bankung an, denen gelegentlich mürbe Rauchwacken beigeschaltet sind. Die Serie ist in einem felsigen Zuge nördlich des Klaußbaches im Hangenden der oberen Werfener unter der Kematsteiner Alm bis in den vom Perhorn herabkommenden Seitenbach entwickelt; bei dem völligen Mangel an Fossilien kann jedoch nur die allgemeine stratigraphische Lage zur Horizontbestimmung verwertet werden.

Das wahre Alter all der vorerwähnten Ablagerungen ist schwer bestimmbar; immerhin ist die Zugehörigkeit zur anisischen Stufe wegen der Übereinstimmung mit ähnlichen Gesteinen in sicherer zu beurteilenden Vergleichsprofilen das Wahrscheinlichste. Sicher scheint nur zu sein, daß auch die anisische Stufe nur sehr lückenhaft durch die beschriebenen Sedimente, die nirgends 200 *m* Mächtigkeit überschreiten, gewöhnlich jedoch noch unter 100 *m* bleiben, verkörpert wird. Es besteht ja kein Anhalt für die Annahme, daß etwa ein Teil des hangenden lichten Ramsaudolomits, der keineswegs in seiner Mächtigkeit das Normalmaß der ladinischen Stufe überschreitet, noch anisischen Alters wäre.

e) Juvavischer Ramsaudolomit.

Der blendend weiße, lichtrötliche oder auch blaugetupfte, löcherige, ungebankte Dolomit der Laimbichlhörner kann geradezu als Leittypus des echten Ramsaudolomits gelten. Aber auch in der Perhorn-Hundshorngruppe läßt sich kaum eine wesentliche petrographische Abänderung feststellen.

Zwei Beobachtungstatsachen sind des weiteren von mehr als lokaler Bedeutung. Einmal überschreitet der Ramsaudolomit im ganzen südwestlichen Vorgebirge der Reiteralm nirgends eine Mächtigkeit von 350—400 *m*, eine Zahl, die mit der am Tälernalprücken Saalach abwärts erschlossenen überraschend übereinstimmt, während sie im eigentlichen Stock der Reiteralm um das Doppelte übertroffen wird. Dann ist an den gesamten Deckschollen des Gebietes keine Spur von Einschaltungen der Raibler Sedimentation beobachtbar[1]; der Dachsteinkalk überlagert vielmehr sofort einen gewissen oberen Teil des Ramsaudolomits, der aus gleich zu erwähnenden Gründen karnisches Alter besitzen muß.

---

[1]) Das Haugsche Profil längs des Hirschbichlkammes (a. a. O. pag. 398) ist sowohl seiner Kontur wie stratigraphischen Gliederung nach vollkommen verfehlt.

Der Bezeichnung Ramsaudolomit liegt somit auch hier nicht ein Stufen-, sondern Fazieswert zugrunde.

f) Hallstätter Linsen im juvavischen Ramsaudolomit.

Steigt man von Strohwolln längs des nördlich sich emporziehenden Bergrückens gegen den Kienberg hinan, so trifft man auf 975 *m* inmitten des normalen Ramsaudolomits auf insgesamt 20 *m* dicke Bänke eines hellfarbenen, gelblich, grünlich oder rötlichen, teilweise etwas knolligen Kalkes, der vollkommen mit Spielarten des karnischen Hallstätter Kalkes der Unkener Gegend übereinstimmt. Darüber folgt noch mindestens 150 *m* mächtiger oberer Ramsaudolomit, der seinerseits von dolomitischem Dachsteinkalk überdeckt wird.

Eine ähnliche Einschaltung etwas mächtigerer, klotziger, marmorierter Kalke mit Hornsteinaugen ist auf 1040 *m* am westlichen Kammausläufer des Kötschmairhorns inmitten des höheren Ramsaudolomits zu beobachten; sie gleichen ganz auffallend dem gleichfalls Hornstein führenden Kalk, der an dem kleinen Hügel östlich der Scheffsnoter Brücke (westlich P. 709) an der Straße entblößt ist und hier läßt die Anlagerung und der Übergang in lichtbunten Hallstätter Dolomit gar keinen Zweifel darüber, daß man es mit karnischem Hallstätter Kalk, wie ich ihn weiter Saalach abwärts fossilführend nachgewiesen habe, zu tun hat.

Diese ebenso raumbeschränkten wie fossilarmen Einschiebsel sind die einzigen Vertreter der normalen älteren Hallstätter Entwicklung. Ihre ungestörte Einschaltung in höheren Ramsaudolomit ist aber dennoch für die tektonische Ausdeutung von regionaler Bedeutung.

g) Lichtbunter Hallstätter Dolomit.

Diese interessante Abart der juvavischen Dolomite, die nach den Feststellungen des Autors[1]) und G. Gillitzers[2]) vorwiegend an die Hallstätter Fazies geknüpft ist, aber auch im Liegenden des Reiteralmkalkes vorkommt, gelangt in dem vorliegenden Gebiete zwar nur zu räumlich beschränkter Verbreitung. Um so bedeutsamer ist es jedoch, daß dieser Hallstätter Dolomit lediglich an einer kleinen Stelle (an dem im vorigen Abschnitte geschilderten Hügelchen bei der Scheffsnoter Brücke) mit Hallstätter Kalk in Absatzverzahnung steht. Am Kirchentaler Rauhenberg, am Hochkranz, wie vor allem am Gerhardstein bildet er hingegen das normale Liegende der juvavischen Mergel- (Zlambach-) Fazies, nämlich der Loferer Schichten und Lerchkogelkalke. Zu beiden Seiten einer flachen Kuppelwölbung sieht man an letzterer Stelle zwischen Dolomit und hellem Mergelkalk im Hangenden eine mäßig breite Zone von dunklen, bituminösen, gelegentlich schon stark dolomitischen Gesteinen sedimentvermittelnd eingeschaltet. Dies ist besonders deutlich und leicht erreichbar bei

[1]) A. a. O. pag. 328.
[2]) A. a. O. pag. 176.

P. 1542 südlich der Trettalpen zu beobachten. Unter dem Hallstätter Dolomit ist nahe der Schattseitenalm mit schwer festlegbarer Grenzfurche echter, heller, ungeschichteter Ramsaudolomit erschlossen.

Das petrographische Bild deckt sich in allen Zügen so sehr mit jenem flußabwärts gewonnenen, daß eine weitere Beschreibung sich erübrigt. Die größterschlossene Mächtigkeit ist hier auf 150 *m* zu veranschlagen.

3. Kalke der oberen Trias (norische und rhätische Stufe).

a) Tirolischer Dachsteinkalk (Loferer Steinbergtypus).

Die wuchtigen Mauern und Kämme der Steinberge des westlichen. Teiles des Steinernen Meeres und der Hochkaltergruppe sind aus basalem Dachsteinkalk gefügt und vom Pillersee bis zum Watzmann herrscht große Gleichfömigkeit des Bausteines. Auf eine mehr oder minder breite Zone des Überganges zum liegenden Dachsteindolomit, in der verschiedene *Mg*-reichere und ärmere, oft dünngebänderte Lagen abwechseln, stets aber weißlichgraue Farben und dünnplattige Schichtung herrschen, legt sich gigantisch getürmt Bank für Bank des hellgrauen, weißgeaderten Kalkes, dessen Anwitterungsflächen organische Reste der mannigfaltigsten Art, Megalodonten und Pectiniden, Einzel- und Stockkorallen, Gastropoden, Crinoidenstielglieder, Kalzispongien und Gyroporellen erkennen lassen. Immer häufiger werden nach oben auf den Schichtfugen der einzelnen $^1/_2$ bis 5 *m* dicken Bänke tonige Häute und Schmitzen, gar oft treten nun lange Schnüre und Bänder bunten Mergelkalkes auf, aber immer wieder legt sich eine neue Lage des massigen Kalkes darauf; vergebens sucht man nach mächtigeren Kössener Schichten. Die von alters her gehegte Vermutung, daß in diesen Einschaltungen vom Starhembergtypus das Rhät gekennzeichnet sei, kann ich wohl teilweise mit guten Belegen erhärten. So sammelte ich am Gipfel des vorderen Ochsenhorns in einer gelblichen Lumachelle zwischen mächtigen grauen Kalkbänken verschiedene guterhaltene *Avicula contorta*, Zähnchen von *Saurichthys Mougeoti Agass.;* an verschiedenen Stellen der Fußsteinwände liegt in gelbbraunen mergeligen Kalken *Terebratula pyriformis Sss.*, an der Schärtenspitze (Hochkaltergruppe) fand sich in dünnplattigen, rauhflächigen Kalken neben zahlreichen Lamellibranchiatenresten eine hübsche *Spiriferina jungbrunnensis Petz.;* und der felsige, gegen die Wirtschaft Obsturn vorgeschobene Rücken nördlich des Luftensteinpasses lieferte mir aus buntfarbigem brekziösen Mergelkalk: *Ostrea kössenensis Wkl.*, *Pecten aff. coronatus Schafh.*, *Dimyodon intusstriatum Emmr.*, *Spiriferina jungbrunnensis Petz.*, *Spirigera oxycolpos Emmr.*, *Rhynchonella cornigera Schafh.*, *Waldheimia norica Sss.* und *elliptica Zugm.*, *Terebratula gregaria Sss.*, *Thecosmilia clathrata Emmr.*

Diese Funde dürften zur Genüge dartun, daß wirklich ein nicht zu vernachlässigender Teil des tirolischen Dachsteinkalkes rhätischen Alters ist, daß somit die alte Ansicht Gümbels in dieser Beziehung sich zu einem Teile rechtfertigen läßt. Doch braucht anderseits nur daran erinnert werden, daß am Ochsenhorn zwischen Dachsteindolomit und Rhät 500 *m* Dachsteinkalk liegt, um der Hauptmasse dieses

Kalkes ihren gebührenden Platz in der obernorischen Stufe zuzuweisen. Noch dazu schreitet ja die fazielle Entwicklung derart von West nach Ost vorwärts, daß immer mehr vom liegenden Dachsteindolomit kalkig wird und mit dem Hangenden untrennbar verschmilzt. Der Dachsteinkalk östlich der Saalach erreicht schon am Ausgange des Diesbachtales sicherlich nahezu 700 *m* und diese Ziffer mag gegen das Wimbachtal noch überschritten werden.

Im rhätischen Anteil stimmen die bunten Einschiebsel vorzüglich mit dem bunten Rhät überein, welches ich im Umkreise der Lofereralp auch kartographisch hatte ausscheiden können und welches mit nur geringen Abänderungen an der Anderlalm und bei Obsturn in den Loferer Steinberg hereinreicht; ein Vergleich der früher gegebenen Fossiltabelle mit den eben erwähnten neuen Funden bestätigt auch die faunistische Zusammengehörigkeit. Die Verschmelzung dieses leicht als Rhät kenntlichen Teiles mit der Hauptmasse des Dachsteinkalkes ist in dem hier besprochenen oberen Saalachgebiet jedoch schon eine so innige, daß die Eintragung einer stratigraphischen Grenzlinie illusorisch ist.

Im westlichen Teile des Steinernen Meeres möchte ich mit Geyer gewisse dichte, mattrote Kalke als rhätisches Äquivalent betrachten, trotzdem ich bisher vergeblich nach Fossilien suchte; trotz einiger äußerlichen Ähnlichkeit mit Hierlatzkalken sind sie nämlich dennoch bei genauerer Betrachtung von diesen deutlich zu unterscheiden; außerdem scheinen sie mir mit echten Dachsteinkalken in Wechsellagerung zu stehen.

Am Seehorn, Hundstod und verschiedenen Stellen des westlichen Steinernen Meeres (zum Beispiel Spitzhörndl) ist eine Annäherung des Dachsteinkalkes an die Ausbildungsweise des juvavischen Reiteralmkalkes durch das riffkalkähnliche, unregelmäßige Anschwellen der Bänke und das Vorherrschen lichter, weißer und rötlicher Färbungen zu beobachten. Die regionalgeologische Bedeutung dieses von allen tektonischen Beeinflussungen völlig unabhängigen Vorganges darf nicht verkannt werden.

b) Juvavischer Dachsteinkalk (Reiteralmkalk).

In der Hundshorn- und Perhorngruppe lagert gleichförmig auf dem oberen karnischen Ramsaudolomit ein weißer oder lichtgelblicher, meist etwas dolomitischer Kalk, der sich durch stets deutliche Bankung und etwas größere Verbandfestigkeit im allgemeinen auch morphologisch gut von seiner Unterlage abhebt. Schlechterhaltene Fossilreste von Megalodonten, Kalkschwämmen, Crinoidenstielgliedern und Gyroporellen sind zwar auf Anwitterungsflächen nicht selten, entziehen sich aber hartnäckig einer Bestimmung; nur am Gipfel des großen Hundshorns fand ich ein besser erhaltenes glattes Pecten, das mit *Schlosseri Wöhrm.* verwandt sein könnte. Diese $MgCO_3$-reicheren Partien gehen in höheren Lagen rasch in dichte, weiße, massige, oft rotgeaderte Kalke über, die in nichts sich vom Reiteralpkalk unterscheiden und mit dem Hochgebirgskorallenkalk Bittners zu identifizieren

sind. Der schnell einsetzende und ebenso schnell wieder verschwindende dolomitische Charakter der liegenden Partie ist wegen seiner allgemeinen Verbreitung (im Lattengebirge von Lebling genau geschildert) nicht ohne allgemeineres Interesse.

Dieses Niveau findet sich auch in zwei isolierten Felsvorsprüngen am Westfuß der Laimbichlhörner, bei P. 1453 und am Riedel zwischen Sulz- und Scharleitenbach. Dagegen gehört der schmale Streifen Dachsteinkalks zwischen Hunds- und Almwaldalm dem höchsten Horizont an, da seinen lichtgelblich und rötlich geflammten, fast schichtungslosen Bänken mehrfach Liaskalke beigesellt sind und gleiches gilt wenigstens teilweise von dem Kalkzug zwischen Au und Eberlwirt, welcher der Hundshorngruppe als Kulisse sich vorlagert.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß geradeso wie im juvavischen oberen Ramsaudolomit karnischer, so in dem dolomitischen Dachsteinkalk norischer Hallstätter Kalk, wenn auch in äußerst beschränkter Verbreitung zu finden ist in Gestalt von einer wenige Meter breiten Einlagerung eines gelblichbraunen und rötlichen dünnplattigen Knollenkalkes mit roten Hornsteinen, der aufs beste mit den Pedatakalken aus dem mittleren Saalachgebiet (so mit jenem fossilreichen vom Wirmbach) übereinstimmt. Einmal habe ich solch ein Einschiebsel auf dem schlechten Steig von der Kötlarn- zur Triesteinalp unter dem Pointelkopf beobachtet, dann liegen an der Südostseite des oben erwähnten Felszuges von unterem Dachsteinkalk zwischen Scharleiten und Sulzgraben soviel Gesteinstücke desselben Kalkes, daß an dem nahegelegenen Anstehen nicht zu zweifeln ist.

Die größtbeobachtbare Mächtigkeit des Reiteralmkalkes beläuft sich hier auf 500 *m*. Seine Basis liegt dem Alter nach, da unmittelbar über karnische Sedimente ruhend, wesentlich tiefer als beim tirolischen Dachsteinkalk.

c) Loferer Schichten und Dachsteinkalk des Lerchkogeltypus.

An lichtbunten Hallstätter Dolomit als normal Liegendes gebunden, erbauen die genannten Schichten, die ich zuerst von Lofer beschrieben hatte, auch südlich zumeist schroff über Jura oder Neokom aufragend die isolierten Deckschollen des Kirchentaler Rauhenberges, des Gerhardsteins und des Hochkranzes und in Verlängerung des Lerchkogels ist auch noch ein winziger Erosionsrest bei Scheffsnot zu finden.

Es ist nun hier kaum mehr angängig, die beiden Ablagerungen kartographisch zu trennen, da der untere Teil des Lerchkogelkalkes mit den Loferer Schichten in allerengster Gesteinsverzahnung steht; doch werden meine früheren Angaben insofern bestätigt als die relative Lage der Loferer Schichten zwischen Hallstätter Dolomit und der Hauptmasse des Lerchkogelkalkes dadurch endgültig klargelegt wird.

Die Loferer Schichten weichen, soweit sie überhaupt entwickelt sind, petrographisch kaum von der bei der ersten Beschreibung gegebenen Diagnose ab; sowohl die kleinen weißschaligen Gastropoden-

und Lamellibranchiatenreste wie spärliche Kohleschüppchen treten abermals in den dunkelgrauen oder bräunlichen dünnbankigen Mergelschichten auf. Doch fehlen die Bryozoenbänke des Loferer Kalvarienberges, wofür an der nordwestlichen Lehne des Gerhardsteins sich reichlichst zierliche Korallenstöckchen einstellen, die viel an Zlambachformen errinnern, leider nur generisch als Thecosmilien, *Stylina*, *Stylophora?*, *Isastraea*, zu bestimmen sind. Außerdem sind kleine glatte Pectiniden und Reste einer großen Auster nicht zu selten, die man am liebsten mit Raibler Arten vergleichen möchte, wenn auch der ungenügende Erhaltungszustand keine Gewißheit darüber geben kann.

Auf diese 0 bis 25 *m* mächtigen Loferer Schichten, die häufig bloß durch dunkle dünnbankige Kalke voll Echinodermenresten (dicke Crinoidenstielglieder und Cidariskeulen[1]) angedeutet sind, legen sich zunächst bräunliche, gutgeschichtete, plattige Kalke, dann hellgelbliche und weißgraue, nicht selten oolitische massigere Kalke, die ebenfalls verästelte Korallen (Thecosmilien), spärliche Crinoidenreste sowie Gastropoden eingeschlossen halten; öfter möchte man auf Anwitterungsflächen auch Reste dicker Kalkschalen auf Megalodonten beziehen, ohne daß hierüber Sicherheit zu erlangen wäre. Die höheren Horizonte des Lerchkogelkalkes, welche große Neigung zu Karrenwitterung verraten, variieren hier, wo sie in bedeutenderer Mächtigkeit wie in der Loferer Gegend erschlossen sind, nicht unerheblich. Es treten an der Südseite des Gerhardsteins hellgraue, weißgeaderte Kalke auf, die dem tirolischen Dachsteinkalk nicht allzufern stehen; dann zeigen sich wieder am Rauhenberg weiße oder gelbliche, rotgeaderte Partien, die an anderen Orten unbedenklich für Reiteralmkalk gelten könnten; schließlich erinnern grobbrekziöse rötliche Massen (Nordseite des Gerhardsteins und am Südgrat des Hochkranzes) an das bunte Rhät der Loferer Alm. Als eine besonders auffällige Ausbildung muß endlich eines dem unteren Niveau zugehörigen Vorkommnisses am Gerhardstein gedacht werden, das inmitten normalen Lerchkogelkalkes an der Westseite des weit nach Süd vordringenden Spornes in halber Höhe bei einem Holzhüttchen sehr schön zu beobachten ist. Hier sind nämlich in grauem Kalk scharfkantige Brocken von hellbräunlichem Dolomit und dunklem Hornstein eingebacken, ein Gestein, das überraschend an den brekziösen Hallstätter Kalk erinnert, den ich a. a. O. pag. 331 von der Hallensteiner Vokenalp beschrieb.

Es muß leider immer noch mangels eindeutiger Fossilreste dahingestellt bleiben, wie sich diese Schichten, die hier 400 *m* Gesamtmächtigkeit erreichen, auf die einzelnen Horizonte der oberen Trias verteilen; jedenfalls dürfte man mit größter Wahrscheinlichkeit den überwiegenden Teil als Äquivalent der unternorischen Stufe betrachten.

---

[1]) Das Gestein gleicht dann auffallend gewissen karnischen Cidaritenkalken der Salzburger Alpen.

II. Jura.

I. Heteropischer Mischverband des unteren und mittleren Lias.

Eine überaus bunte Fülle verschiedener Gesteinsarten dieses Alters von 20 bis 40 *m* Mächtigkeit ist so innig ineinander verzahnt, daß es eines sehr großen Kartenmaßstabes bedürfte, um die einzelnen Abarten gesondert eintragen zu können. Ich mußte mich daher darauf beschränken, eine gemeinsame Farbe zu wählen und nur durch Buchstaben auf einzelne besonders bemerkenswerte Abweichungen aufmerksam zu machen.

Relativ am seltensten zeigen sich rote dünnschichtige, knollige Mergelkalke, die für Adneter gelten könnten, am häufigsten noch am östlichen Rand der Muldenzone zwischen Hirschbichl, Kammerling- und Kematenalm und am Nordrand der Hochkaltergruppe, von wo eine *Dumortieria Jamesoni Sow.* stammt.

Die weiteste Verbreitung besitzt ein roter, bald gutgebankter, bald massiger, wechselnd tonarmer oder etwas tonreicherer Kalk, der ungefähr in der Mitte zwischen den reinen Vertretern der Adneter-, bunten Cephalopodenkalk- und Hierlatzfazies steht, und zwar Crinoidenreste und Belemniten reichlich eingeschlossen hält, sonst aber ziemlich fossilarm ist. Stellenweise geht aus diesem Mischtypus der echte bunte Cephalopodenkalk Wähners durch Anreicherung von *Fe* und *Mn* in Gestalt der charakteristischen Putzen und Überzüge und Auftreten einer flammigen Färbung hervor und solche Bänke, zwischen Pürzlbach, Kallbrunnalp und Seehorn auch Cephalopoden führend, lassen sich dann von den unterliassischen Kalken der Kammerker nicht unterscheiden.

Echte rötliche und weiße Hierlatzkalke unterliassischen Alters sind ebenfalls in dem Leoganger Steinberg, südlich St. Martin, am Praghorn und Seehorn nichts Seltenes, wenn auch nirgends fossilreich. In ersterem sammelte ich an dem östlichen Ausläufer des Plattenkopfes *Pecten palosus Stol.*, *Terebratula punctata Sow.*, *Rhynchonella plicatissima Qu.* und auffallend kräftige Cidariskeulen.

Äußerst ergiebige Fossilnester kennzeichnen dagegen die recht dachsteinkalkähnlichen Lagen des grauen Hierlatzkalkes, der zuerst im Hagengebirge von A. v. Krafft eingehend untersucht wurde, der aber auch an der Nordkante der Hochkaltergruppe [1]) wieder auftaucht und im besprochenen Gebiete von Oberweißbach bis zum Seehorn eine recht bedeutende Rolle spielt mit einer bis zu 20 *m* anschwellenden Mächtigkeit. Es handelt sich um gewöhnlich sehr schlecht gebankte, hellgraue, weißgeaderte und häufig von schwärzlichen Suturen und Tonhäuten durchzogene Gesteine, die partienweise buntflammige Färbungen annehmen, selbst von Crinoidenresten abgesehen sehr fossilarm sind, dagegen in Nestern eine Fülle von Brachiopoden neben Gastropoden und kleinen Lamellibranchiaten enthalten; der kittende Zement besteht dann fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern.

---

[1]) Vgl. G. Gillitzer, a. a. O. pag. 181.

Aus dem mitgebrachten Material bestimmte ich:

Rhynchonella Caroli Gemm. — Cartieri Opp. Diesbachalp
„ *sp. juv. (ex affin. diptychae Böse?)* Fußsteinwand
„ *Greppini Opp.* Pürzlbach
„ *cf. laevicosta Stur* Pürzlbach
„ *cf. Magni Rothpl.* Pürzlbach
„ *plicatissima Qu.* Diesbachalp
„ *sp. aff. prona Opp.* [1]) Fußsteinwand
„ *cf. retusifrons Opp.* Pürzlbach
„ *cf. Stanleyi Gemm.* Diesbachalp
Terebratula cf. Beyrichi Opp. Fußsteinwand
„ *bimammata Rothpl.* Diesbachalp
„ *punctata Sow.* Fußsteinwand
Waldheimia batilla Geyer Diesbachalp
„ *cf. Choffati Haas* Diesbachalp
„ *mutabilis Opp.* Diesbachalp und Pürzlbach
„ *subnumismalis Dav.* Diesbachalp
„ *stapia Opp.* Diesbachalp
Spiriferina rostrata Schloth. Diesbachalp.

Sofern überhaupt Cephalopoden auftreten, handelt es sich um Zwergformen; so fand ich am Kopfstein ein kleines *Arnioceras aff. semicostatum Y.* und *B.* und ein *Lytoceras juv. sp. indet.*

Im Gegensatz zu diesen entschieden unterliassischen Hierlatzkalken gehören lichtrötliche und bräunliche, ebenfalls schlecht geschichtete Hierlatzkalke, die nicht selten kieselige Schlieren führen, dem mittleren Lias an; sie sind nach Fauna und Habitus ein Seitenstück zu dem „Crinoidenkalk des Lias δ“, den ich a. a. O. pag. 369 vom hinteren Fußtal beschrieben hatte. An Versteinerungen konnte ich diesmal präparieren:

Turbo n. sp. (aff. orion d'Orb. [2]) Pürzlbach
Trochus epulus d'Orb. Pürzlbach
Velopecten Rollei Stol. Pürzlbach
Amphiclinodonta Bittneri Böse Pürzlbach
Pygope aspasia Menegh. var. major Zitt. Kopfstein.

Auch die Fazies der Kieselknollenkalke [3]), welche im Unkenbachgebiet eine große Verbreitung besitzen, fehlt Saalach aufwärts nicht vollständig. Ich fand so an der Hochgrubalpe des Leoganger Steinberges graue dünnplattige Knollenkalke mit roten, gelben und grauschwarzen Hornsteinaugen; dann sind unter den Wänden des

---

[1]) Beschrieben und abgebildet in F. Felix Hahn, Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald, Neues Jahrbuch f. Min., Beil.-Bd. 32, 1911, pag. 547.

[2]) 12 Längslinien in untereinander unregelmäßigen Abständen verlaufend kreuzen schräg sehr feine, schief nach rückwärts geneigte Streifen. Die Mündung ist etwas niedergedrückter und flacher als bei *T. orion d'Orb.*

[3]) Diese stimmen faziell nicht vollständig mit den Spongienkalken der Voralpen überein.

Kammerlinghorns, vor allem in der großartig aufgeschlossenen Steilmulde des Seehorns und selbst noch am Diesbachsee buntfarbige Kalke mit gefärbten Hornsteinknauern vorhanden, ja hinter der Kematenalm scheinen sie einen erklecklichen Teil des gesamten tieferen Lias zu bilden. An Fossilien fand ich außer *Megateuthis cf. acuarius Schloth.* nichts von Bedeutung.

Die im vorangehenden aufgeführten Versteinerungen verteilen sich auf unteren und mittleren Lias. Die Beobachtung Böses, der roten Liaskalk mit *Aegoceras* taschenförmig in Dachsteinkalk eingreifend an der Hinterseestraße auffand und daraus auf eine mittelliassische Transgression schloß, darf, so richtig sie für manche Örtlichkeiten sein mag, keineswegs verallgemeinert auf die gesamten Berchtesgadner Hochalpen angewandt werden. Hingegen ist es tatsächlich festzustellen, daß innerhalb des besprochenen Gebietes keine tiefstliassischen Fossilien bisher bekannt geworden sind.

Die sämtlichen besprochenen Gesteinsarten wurden bis jetzt nur aus der basalen, tirolischen Unterlage geschildert. Wo jedoch im juvavischen Deckschollengebiet noch kümmerliche liassische Reste angetroffen wurden, und zwar ist dies längs des schmalen Streifens von Reiteralmkalk zwischen Almwald und Hundsalm, dann nördlich Zaß im Loferer Becken der Fall, da läßt sich feststellen, daß die Gesteinsausbildung wenig von der oben skizzierten abweicht. Es handelt sich um lichtgelbliche, grünliche oder rötliche, schichtungslose Hierlatzkalke, die von dem unterlagernden Dachsteinkalk sehr schwer zu trennen sind oder aber um rote tonarme Kalke mit Belemniten und Pentacrinusstielgliedern. Das Alter darf in Analogie mit den von mir bei Maurach aufgefundenen, von Gillitzer am Plateau der Reiteralm entdeckten Vorkommen als unterliassisch betrachtet werden.

2. Schwarze Mergelkalke des oberen Lias.

In starkem Gegensatz zur Unkenbachmulde, die mit ammonitenreichen, 10 *m* starken Adneter Schichten als einzigen Vertretern des oberen Lias ausgestattet ist, sind der Mulde des oberen Saalachgebietes schwarze, dünnschichtige Mergelgesteine eingegliedert, die im Umkreis der Kallbrunn-, Kematen- und Kammerlingalpen von jüngerer Bedeckung befreit, in unentwirrbarer Fältelungsverknetung eine solche Ausstrichbreite erlangen, daß man auf eine außerordentliche Mächtigkeit schließen möchte. Doch geben die einigermaßen ungestörten Profile von Pürzlbach und nördlich Oberweißbach eine durchschnittliche Stärke von 300 *m*. Über der Sattelung des Goldenen Zweigs hinaus habe ich nordwärts den Schichtkomplex nicht mehr verfolgen können, hingegen herrscht über den Hirschbichl freie Verbindung mit den gleichartigen Schichten am Fuße der Hochkalter- und Watzmanngruppe.

Die Gesteinsausbildung hat etwas Einförmiges; mehr oder minder tonreiche, stets dunkelfarbene bis schwarze, oft dunklen Hornstein führende Schichten, nicht selten mit einem sehr hohen *Mn*-Gehalt und einer charakteristischen lebhaft braunen lehmigen Verwitterungs-

erde sind weitaus herrschend; nur an der Basis treten auch lichtere, tonärmere Gesteine auf und in diesen ist ein ganz allmählicher Übergang zu den mittelliassischen Kieselknollenkalken zu beobachten. In gleichtiefem Niveau ist verschiedenen Orts eine dunkle Kalkbank mit spangrünen Crinoidenstielgliedern und Pyrit leitend.

Die Fossilführung ist eine geradezu abschreckend spärliche; trotz langen Suchens konnte ich nur in dem gegen die Persilalm hinaufziehenden Graben zwei plattgedrückte Ammonitenreste allerdings in situ finden. Der eine ist ein auffallend weitnabeliger *Lytoceras* mit sechs etwas erhabenen, wenig zurückgezogenen Mundrandsäumen auf der letzten Windung. Der andere weist ziemliche Übereinstimmung mit *Harpoceras Eseri Oppel* auf; das engnabelige Exemplar besitzt breite, steife, wenig sichelförmig geschwungene, zwei-, selten dreigeteilte Rippen, die in ihrer Formung recht an Buckmans[1]) *Welschia* und *Hyattia* erinnern. Wenn auch der ungünstige Erhaltungszustand keine sichere Bestimmung gestattet, so geht doch wohl ein höchstliassisches, der Doggergrenze zuneigendes Alter daraus hervor. Unter diesem Gesichtspunkt mag der Feststellung eine gewisse Bedeutung beiwohnen, daß die erwähnten Reste gerade 20 *m* unter der Grenze zum Radiolarit gefunden wurden; die Annahme von einer Vertretung der untersten Doggerhorizonte durch die schwarze Mergelfazies hat somit vielleicht manches für sich.

3. Radiolarite des mittleren Juras.

Auf den schwarzen Lias oder wo dieser nicht sedimentiert wurde (Anderlalm des Loferer Steinberges), unmittelbar auf die roten Kalke des mittleren Lias sind in einer gleichbleibenden Dicke von 15 bis 20 *m* graugrüne oder rotbraune, dünngebankte, wechselnd kalkige Hornsteine mit gelegentlichen Einschaltungen von rotbraunen oder grauen Mergelschiefern abgelagert. Das Gestein steht in jeder Hinsicht mit jenem altersgleichen der Unkenbachmulde und der Adneter Gegend in Einklang, so daß an einen ganz normalen Ablagerungszusammenhang unter den verdeckenden juvavischen Klötzen nicht zu zweifeln ist. Von einigem Interesse mag die Beobachtung, daß an tektonisch schwer geschädigten Stellen durch intensivste Zerklüftung und nachfolgender Verheilung der Spältchen unter Verwischung der ursprünglichen Schichtung eine scheinbar massige Entwicklung[2]) Platz greift, deswegen sein, weil die „buntfarbigen Kieselbänke des Ostgebietes“ an der mittleren Saalach, deren Einreihung in die stratigraphische Serie seinerzeit (a. a. O. pag. 392) nicht versucht wurde, einer solchen Ausbildung besonders zuneigen.

4. Oberalmer und Aptychenschichten des höheren Juras.

Ebenso wie der obere Lias, so zeigt auch der höhere Jura hier im Vergleich zur Entwicklung in der Unkenbachmulde eine deutliche

[1]) Palaeont. Soc., vol. 53, part 9, suppl. 2, pag. 51, 55, 1899.
[2]) Dieselbe Beobachtung machte Ampferer (Querschnitt, 1911, pag. 545) im Hintersteiner Tal.

Heteropie. Den gewöhnlichen lichten Oberalmer Hornsteinkalken sind nämlich grünliche, rötlichbraune und violettbräunliche Mergelschiefer mit *Aptychus Beyrichi Oppel* beigeschaltet, wie sie sich besonders in den bayrischen Voralpen großer Verbreitung erfreuen. Da auch das tiefste Neokom nicht selten ähnlich bunte Farben zeigt, ist solchenorts die Grenzführung recht erschwert.

Als weitere seltenere Einschiebsel treten an der Westseite des Hochkranzes zähe weiße und lichtrötliche, kalzitgeaderte Kalke mit rotem Lettenbesteg auf.

An der Ostseite dieses Berges erinnern hinwiederum crinoidenreiche, oft kleinbrekziöse Bänke an das Gestein mit *Perisphinctes cf. transitorius Oppel* der Loferer Alp.

Gleichfalls hierhergehörig sind bräunlichgraue, dickbankige kalzitgeaderte Kalke, die in bis zu 10 *m* hoher Steilstufe längs des Wildenbachtals unter der juvavischen Überschiebungsfläche auftauchen (hinter der Wildenbachklamm, im Reitbauerbach, an zwei Stellen unterhalb des Westlinger Hofes). An der stratigraphischen Stellung dieser massigeren Kalke ist nicht mehr zu zweifeln, nachdem ich mich selbst davon überzeugen konnte, daß sie petrographisch gut mit den von Gillitzer aus der Grundübelau beschriebenen dickklotzigen Kalken (a. a. O. pag. 182) übereinstimmen.

Die größte gemessene Mächtigkeit all dieser Ablagerungen, die wieder über den Hirschbichlpaß mit den gleichaltrigen Sedimenten des Berchtesgadner Landes sich verketten, überschreitet 300 *m* nicht.

Durch diese fazielle Differenzierung im oberen Jura, wie sie in engstem Raume am Goldenen Zweig westlich des Gerhardsteins besonders leicht zu studieren ist, hat die seinerzeit nur vermutete Zugehörigkeit eines Teils der im mittleren Saalachgebiete nicht näher bestimmten basalen Schichtglieder (a. a. O. pag. 393) zum Tithon sehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen; Handstücke der dortselbst beschriebenen roten Mergelschiefer, grüngrauen Kalkmergel usf. unterhalb des Loferer Alpwegs südlich des Loderbichlguts könnten ihrem petrographischen Charakter nach am Fuße des Gerhardsteins geschlagen sein.

III. Kreide.

Neokom.

Die hierher zu zählende Gesteinsreihe weicht nicht wesentlich von jener aus der Unkenbachmulde geschilderten ab. Im tieferen Teil (Schrambachschichten) treten hier vielleicht noch etwas mehr wie dort die milden, grünlichgrauen, fleckigen Mergel, die allein Cephalopoden und Aptychen in größerer Zahl liefern, zurück zu gunsten schwärzlicher, oft knolliger Mergel und Mergelkalke, die gewöhnlich grauen Hornstein führen und dann vom schwarzen Lias nur sehr schwer zu unterscheiden sind; in den tiefsten Lagen sind violettbraune Mergelschiefer verbreitet. Der höhere Anteil (Roßfeldschichten) ist durch blaugraue sandige Kalke mit Hornsteinsplittern in allen Übergängen zu feiner und gröberer polygener Brekzie charakterisiert. Ist hier somit bereits die gewohnte Zweiteilung des Neokoms,

wie sie für die östlicheren Salzburger Alpen so bezeichnend ist, hinlänglich deutlich ausgeprägt, so schien mir doch bei der intensiven Verfaltung und tektonischen Durchmischung beider eine getrennte kartographische Darstellung bei dem gewählten Maßstab nicht mehr statthaft.

Da diese altkretazischen Sedimente als jüngstes Schichtenglied der basalen, tirolischen Mulde von der gewaltigen Last der Deckschollen überfahren wurden, darf es nicht Wunder nehmen, wenn man unter der juvavischen Überschiebungsfläche nicht selten phyllitisierte Gesteine antrifft. Die Schichten werden dann durch Anreicherung des Kalkgehalts um hellfarbige Knollen grobflasrig, der ursprüngliche Tongehalt wird zu dünnen schwärzlichen, oft serizitisch schimmernden Häuten verknetet; die ganze Gesteinsmasse ist von zahllosen Spalten und Spältchen durchsetzt, die durch weißes Kalzitgeäder verheilt sind. Die Art dieser dynamischen Umwandlung deckt sich völlig mit jener, die die Seewenschichten westlicherer Alpengegenden zu einem großen Teil erlitten haben.

Mangels irgend bedeutender Fossilführung (kleine Aptychen und arg verdrückte Hopliten) konnte eine genauere Horizontierung dieser älteren Kreide, die eine Mächtigkeit von 500 *m* eher zu überschreiten scheint und nur mit unbedeutender Unterbrechung vom Loferer Tal über das Wildenbachtal, Stockklaus, Hirschbichl zur Engertalm zu verfolgen ist, nicht versucht werden; immerhin dürfte hier wie in den benachbarten Gegenden Berrias bis Barrémien in Frage kommen.

IV. Tertiär.

Jungtertiär.

Innerhalb der letzten Jahre ist es des öfteren versucht worden, erdgeschichtliche Ereignisse, die infolge mangelnder Sedimentation einer stratigraphischen Untersuchung unzugänglich sind, durch einen rückläufig verfolgten morphologischen Ideenkreis dennoch in relative Zeitigkeit zu bringen. Es wird so von Anhängern der Davisschen Zyklenlehre das Vorhandensein einer Fastebene[1]) behauptet, die in der annähernden Übereinstimmung der Gipfelhöhen uns wenigstens andeutungsweise erhalten sei. Ihr obermiocänes Alter schiene dadurch festgelegt, daß sie einerseits die durch die tektonischen Eingriffe des Miocäns beunruhigte Alpenoberfläche zum Ausgleich gebracht habe, während sie selbst wieder bereits im Pliocän zertalt gewesen sei. Da bei der Beweisführung mit Nachdruck auf die Plateauberge der östlichen Nordalpen verwiesen wird, muß bei der geschichtlichen Durchforschung ihrer westlichen Randgebiete dieser Ansicht eine Betrachtung gewidmet werden.

Für die das obere Saalachtal überragenden Berge gelten die folgenden Werte:

---

[1]) H. v. Staff, Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 64. 1912. 1.

Berggruppe	Kulminationshöhe in Metern	Mittlere Gipfelhöhe in Metern	Erhaltene Plateaureste in Metern	in Quadratkilometern
Loferer Steinberg .	2512	2250	1600–2100	28
Leoganger Steinberg	2634	2300	1600—2150	25
Reiteralm	2295	2100 (südl. Teil)	1600—1800	40
Hochkalter	2607	2300	1300—2000	15

Setzen wir zunächst die Fastebene voraus und legen für sie, da die Höhen der Plateaureste wegen nachträglicher Veränderungen hiefür unbrauchbar geworden sind, die mittlere Gipfelhöhe von heute zugrunde, so bekommen wir im vorliegenden Fall eine gegen NNO sich neigende Fläche mit einem Gefälle von rund 1 : 50.

Die nördlicher gelegenen Plateaustöcke geben folgende Vergleichswerte:

	Meter	Meter	Meter	Quadratkilometer
Reiteralm	2295	1900 (insgesamt)	1600—1800	40
Lattengebirge	1735	1650	1100—1400	14
Untersberg	1973	1800	1500—1750	17

Während Untersberg und Reiteralm (im gesamten) fast gleichhöhig sind, bedeutet das Lattengebirge eine kräftige, nordsüdlich gerichtete Einbeugung.

Der ersten Zahlengruppe stehen nahe:

	Meter	Meter	Meter	Quadratkilometer
Hagengebirge	2361	2200	1600—2000	45
Tennengebirge	2428	2250	1850—2100	55

Gegen Süd steigt man auf über die

	Meter	Meter	Meter	Quadratkilometer
Südkante des Steinernen Meeres	2655	2500	2000–2200	65 (insgesamt)
Zur Übergossenen Alm	2938	2800 (Südrand)	2600–2800	28

Vom 47° 30′ n. B. zum Hochkönig haben wir einen Anstieg von 500 *m* (1 : 16) zu überwältigen.

Westlich der Steinberge erreicht man über die tiefe Einsenkung der Kirchberg-Kalksteingruppe mit 1676 *m*, bzw. 1500 *m* mit einer nördlich absinkenden Hochfläche bis herab zu 1200 *m* das Kaisergebirge, und gilt hier folgendes:

	Meter	Meter	Quadratkilometer
Südkamm	2344	2200	12
Nordkamm . . .	1999	1850	4

Fügt sich somit der Wilde Kaiser mit harmonischem Gefälle der Erhebung der Steinberge an, so kann die tiefe trennende Depression nicht etwa als zufällig durch Erosion der Dachsteinkalkplatte beraubt erklärt werden; der westlicher gelegene Wilde Kaiser baut sich ja bis zu seiner „normalen“ Gipfelhöhe aus dem tieferen Wettersteinkalk auf. Die Depression fügt sich dagegen auffällig den Höhen ein, die den nördlicher folgenden Gruppen zu eigen sind.

	Meter				Meter
Kirchberg-Kalkstein	1676	mit	Höhenplatte	zwischen	1500 u. 1200
Unterberghorn u. Schnappenberg	1769	„	„	„	1500 „ 1200
Fellhorn	1762	„	„	„	1500 „ 1200
Seehauser Kienberg	1692	„	„	„	1600 „ 1500
Hochgern	1743	„	„	um	1500
Hochfelln	1669	„	„	„	1500
Rauschenberg	1646	„	„	„	1500
Hochstauffen	1781	„	„	zwischen	1600 u. 1450

Bis hinaus zur kalkalpinen Grenze sind also Höhen vorhanden, die im Mittel um 1700 *m* kulminieren und um 200 *m* ein Niveau überragen, bis zu dem wir uns leicht die Zertalungslücken aufgefüllt denken könnten und welchem heute noch beträchtliche Verebnungsreste angehören. Faßt man nun ins Auge, daß die durchschnittliche Gipfelhöhe des Dürrnbachhorn-Sonntagshornkammes (1961 *m*) 1680 *m* beträgt, jene des Kammerker-Grubhörndlkammes etwa gleich hoch ist mit angedeuteten Verebnungsresten, so würde man durch Verbindung mit den vorerwähnten ferneren Kulminationspunkten eine unbedeutend abgedachte Idealebene erhalten, eine etwas stärker geneigte, wenn man für die außengelegenen Berge die übereinstimmende Rückenhöhe von 1500 *m* zugrunde legen würde. Dieser idealen Fläche ordnet sich auch das Lattengebirge[1]) ein, das um wenigstens 200 *m* zu tief innerhalb der überragenden Kalkplateaus zu liegen scheint. Dagegen steht nur die heutige Gipfelhöhe der Kammerker Sonntagshorngruppe (um 1900 *m*) mit der mittleren Gipfelhöhe der östlich angrenzenden Reiteralm in Übereinstimmung, während sie stark unter den Werten der südlicher folgenden Plateaustöcke zurückbleibt.

Die vorangehende Betrachtung drängt zu dem Schluß, daß im wesentlichen z w e i H ö h e n g r u p p e n vorhanden sind: eine im Südost gelegene mit einer mittleren Gipfelhöhe ansteigend vom Untersberg (1800 *m*) über Reiteralm (1900 *m*, bzw. 2100 *m*) zu 2200—2300 *m* in den Steinbergen, dem nördlichen Teil des Steinernen Meeres, dem Hagen- und Tennengebirge und nochmals zu 2500 *m* am Südrand des Steinernen Meeres und 2800 *m* an der südlichen Plateaukante der Übergossenen Alm, mit einer nordsüdlichen Gefällsreihe von 1:40, 1:60, 1:16; eine zweite Gruppe im Nordwest mit einer durchschnittlichen heutigen Kulmination um 1700 *m* und einer Höhe von Verebnungsresten um 1500 *m*. Beide Gruppen sind dadurch verzahnt, daß die erstere an zwei Stellen (Lattengebirge und Kirchberg-Kalksteingruppe) weit in die zweite übergreift. Dann vermitteln die Höhenwerte der Kammerker-Sonntagshorngruppe einigermaßen, die ein nördliches Gefälle von 1:35, ein südliches von 1:10 schaffen. Dagegen findet sich z. B. im Vergleich von Loferer Steinberg zu Kirchberg-Kalksteingruppe ein jäher Gefällsbruch von 1:6 (Kulminationshöhe) oder 1:7 (mittlere Gipfelhöhe) vor.

---

[1]) Daß auch hier nicht Erniedrigung durch Zufallserosion in Frage kommt, wird durch die Tatsache bewiesen, daß auf dem als Ganzes gesenkten Lattengebirge relativ am meisten von jungen Schichten übriggeblieben ist.

Stellt man sich auf den Standpunkt, daß die behauptete Konstanz der Gipfelhöhen nur durch Präexistenz einer Fastebene zu erklären sei, so müßten folgende Verbiegungen dieser Ebene eingetreten sein: sie hätte sich zunächst in zwei um etwa 700 *m* auseinander liegende Höhengruppen getrennt, die beide nur mehr stellenweise durch Übergänge verbunden, sonst mit einer überaus kräftigen Flexur (sofern nicht Bruchstufe) voneinander geschieden sind. Diese letztere hat selbst einen stark verbogenen Verlauf. Schwer erklärbar bliebe die Tatsache, daß die mittlere Kulminationshöhe der Außenzone sich ohne Knick in die mit Verebnungsresten ausgestatteten mittleren Gipfelhöhen der Übergangsgruppen fortsetzt, jedoch ohne Beziehung mit der mittleren Gipfelhöhe der zweiten großen Höhengruppe bleibt. Diese müßte an ihrem Südrand wiederum steil aufgestülpt worden sein.

Trotz ihrer ziemlichen Kompliziertheit scheint nun die oben versuchte Erklärung bezüglich zwei wesentlicher, bis jetzt aber übergangener Erscheinungen im Stich zu lassen.

Längs der Saalach schaltet sich nämlich mit dem Gerhardstein, im Süden beginnend, eine scharf hervortretende Tiefenzone ein, die mit keiner der bisher besprochenen Zahlengruppen in Beziehung steht, trotzdem sie weit genug auch noch in die südöstliche Höhengruppe eingreift.

	Kulminiert in Metern	mit Verebnungsresten zwischen (Meter)
Gerhardstein	1629	1500 und 1370
Hundshorngruppe	1711	1530 „ 1300
Rauhenberg	1295	—
Lerchkogel	1542	1400 und 1200
Perhorn	1392	—
Tälernalp	1545	1350 und 1150
Mairberg	1001	1000 „ 900
Vokenberg, Prechlersberg	1255	1050 „ 900
Achberg	1317	1300 „ 1150
Kienberg	1004	—
Müllnerhorn	1358	—

So verschieden diese Werte im einzelnen sind und abhängig von mehr oder minder starker Erosionswirkung, so ist ihnen doch gemeinsam, daß sie sich ganz beträchtlich unter den Mittelwerten der zwei großen Höhengruppen halten und daß im Vergleich untereinander ein Gefäll nach Nord (etwa 1 : 75) nicht zu verkennen ist. Am deutlichsten wirkt der schroffe Abstand dieses Tiefenstreifens von seiner Umgebung am Gerhardstein. Letzterer trägt in 1430 *m* Mittelhöhe einen ganz ansehnlichen Plateaurest, der 470 *m* unter der mittleren Höhe der Plateaureste von Höhengruppe II, fast 900 *m* unter deren durchschnittlicher Gipfelhöhe liegt, während die Kulminationsdifferenz zwischen Gerhardstein (1629 *m*) und Loferer Steinberg (2512 *m*) 883 *m*, zwischen jenem und dem Hochkalter (2607 *m*) 978 *m* beträgt.

Läßt sich nun dieses Mißverhältnis durch besonders wirksame Erosion, durch eine Grabenflexur oder dergleichen erklären? Hier ist der Augenblick gekommen, wo der mit der Spezialaufnahme beschäftigte

Geologe einzusetzen hat; er muß zu einer verneinenden Antwort kommen [1]).

Dieser tiefliegende Streif bedeutet ja nichts anderes als den versenkten Stirnrand der Berchtesgadner Schubmasse. Und wir kennen den Mechanismus der Versenkung zur Genüge. Am Saalachwestbruch ist das basale Gebirge mitsamt der aufgeladenen Decke um wenigstens 500 *m* abgesenkt worden. Auch das Alter dieses gewaltigen Vorgangs ist uns nicht mehr fremd. Die Versenkung muß nach der Deckenbildung und nach der paleocänen bayrischen Alpenfaltung stattgefunden haben, aber sie hat, wie die Wiederbenützung und Umgestaltung der Senkfläche durch die ostwestliche Querfaltung beweist, vor letzterer fertig bestanden, das heißt aller Wahrscheinlichkeit nach vor dem Ausgang des Alttertiärs. Der Sinkstreif hat niemals zu irgendeiner Zeit sehr bedeutend mächtigere Sedimente beherbergt; auf dem Plateau des Gerhardsteins mag noch etwas mehr Dachsteinkalk, vielleicht auch ein bißchen Gosaukreide gelegen haben: nie wäre diese Masse stark genug gewesen, um den gewaltigen Gefällsbruch zur Umgebung auszugleichen.

Selbst wenn wir uns hier auf den unhaltbaren Standpunkt Haugs stellen wollten und im Geist eine höhere Dachsteindecke auf den Gerhardstein türmen würden, so könnte das am Achberg, in der Hundshorngruppe, am Vokenberg und Müllnerhorn nicht das geringste helfen, da diese ja selbst aus der höheren „Decke“ gebaut sind.

Ausgehend von der Annahme einer jungtertiären Fastebene kommen wir zu dem Gegenschluß, daß diese in vollkommener Ausbildung in dem besprochenen Alpenteil niemals vorhanden war; daß vielmehr entlang einer tektonischen Störungszone erster Ordnung seit Abschluß des Oligocäns eine Tiefenzone präexistierte, die Urheimat eines schönen Alpenflusses von heute. Und ähnlich uralte Depressionen scheinen die Kammsenken am Dürrnberg bei Hallein, an der Rauhennadel bei Kössen zu bilden.

Solche Eintiefungen sind nicht das einzige, was sich der Annahme einer wohlentwickelten Fastebene entgegenstellt. Wir kennen auch zwei nicht minder auffällige, bisher stillschweigend übergangene Höhenpunkte.

Der Göll kulminiert in mächtigem plateauartigen Gipfelbau mit 2522 *m*, um 300 *m* das benachbarte Hagengebirge, um 550 *m* den Untersberg überragend. Jäh bäumt sich, fast 1000 *m* über dem Lattengebirge thronend, der Watzmann zu einem 2713 *m* hohen, fast 1 *km* nahezu gleichhöhig verlaufenden Kamm. Und wieder läßt sich nicht mit jungen Verbiegungen arbeiten; nicht zufällige Zeugenberge aus härterem Gestein sind die beiden. Die Querfaltung des ausgehenden Alttertiärs hat ihnen zu solch auffälliger Höhe verholfen und sie zu Herrschern über das Deckenland gemacht, eine Stellung, die allen Verebnungstendenzen zum Trotz nachwirkt bis zum heutigen Tage [2]).

---

[1]) Die weitere Begründung ist im tektonischen Teil dieser Arbeit wie jener über die Kammerker-Sonntagshorngruppe nachzusehen.

[2]) Auch die bedeutende Höhenlage des westlichen Wettersteins dürfte auf gleiche Weise zu erklären sein.

Selbst jener Abbeugungsrand zwischen Höhengruppe I und II, den wir zugunsten der Theorie angenommen hatten, ist wenigstens längs der Strecke Waidring—Lofer recht eigener Beschaffenheit. Eine einfache Folge von Querprofilen aus den Steinbergen zur Kammerker gibt Aufschluß über eine Kippbewegung, die wirklich längs der Waidringer Furche stattgefunden hat. Dabei hat sich aber den Verhältnissen von heute nach zu schließen nicht etwa das nördliche Gebiet gesenkt, sondern im Gegenteil bei Waidring, wie das am karnischen Niveau der Rechensauer Alm und des Fußes der Kammerker nachzuweisen ist, um mindestens 300 *m* gehoben. Es müßte dies somit eine höchst merkwürdige rückläufige Bewegung sein.

Selbst in dem Gebiete, das so auffallend günstig für die besprochene Theorie zu sein scheint, genügt es nicht, mit dem consensus omnium zu arbeiten. Dem des Gebirgsbaues Kundigen geben sich die Probleme als reichlich verwickelt. Aber darüber kann kein Zweifel sein, daß die Tektonik reliefbildend gewirkt hat von Anfang an und daß dies in großen Zügen noch nachwirkt bis heute.

Für unser engeres Gebiet aber hat diese Untersuchung immerhin den Rückschluß auf die Grundzüge jungtertiärer Oberflächenformung vor der späteren Zertalung und vor glazialer Eingriffe ermöglicht, gewiß eine nicht unerwünschte Ergänzung unserer Kenntnis von der Geschichte dieses Alpenteiles.

V. Quartär.

I. Diluvium.

Profiltafel III und Textfigur 1.

Die überraschend geräumige, von Moräne und Schottern erfüllte Talweite von Saalfelden schnürt sich gegen Norden rasch ab, immer näher drängen beiderseits jäh aufsteigende Bergmassen an die Saalach heran, immer unbedeutender werden die flachen Vorrücken, bis man am Brandlbauer die 1400 *m* hohen Abstürze des westlichen Steinernen Meeres zur Rechten, die nicht minder schroffen Steilhänge des Leoganger Steinberges zur Linken die Hohlwege betritt. Erst von Diesbach an ändert sich wieder das Bild. Breite Felsgesimse, dann begrünte, Almen tragende Verebungen grüßen östlich aus ansehnlicher Höhe herab, um ein Stück weit das immer noch schmale Haupttal zu begleiten. Es folgt talab eine neue Verengung am Luftensteinpaß, doch gleich darauf erschließt sich in breiter Ebene das Aufschüttungsbecken von St. Martin und Lofer, auf beiden Seiten von mäßig geböschtem moränenreichen Mittelgebirge umlagert, so daß erst darüber hinweg die kahlen hellen Mauern der Reiteralm hereinleuchten. Schließlich zwängt aber, nachdem das weitgespannte Aschauer Hochtal unbenützt zur Rechten blieb, ein energisch entgegenstehender Riegel klotzigen Dachsteinkalkes Straße und Fluß zwischen felsigem Bord und auf felsigem Boden nahe einander am Kniepaß, jenseits dessen der freundliche Unkener Talkessel dem Wanderer entgegengrünt.

Die reiche Landschaftsform läßt eine verwickelte, und zwar wesentlich glaziale Entwicklungsgeschichte vermuten, deren Erfor-

schung gleicherweise eine stratigraphische wie morphologische Methode erheischt.

Um die Chronologie der Ereignisse festzuhalten, gilt es zunächst den relativ ältesten Formenbestand abzuleiten. Es ist eine deutlich miteinander verknüpfte Reihe von Gehängeverflachungen, von hochgelegenen bachlosen Verebnungen, Nischen und Gesimsen, die sich ungezwungen als Reste eines alten Talsystems auffassen lassen. (Siehe Profiltafel III.)

Beginnen wir am westlichen Saalachufer südlich des Kniepasses, so finden wir die hübschen Trogtälchen zwischen Liedersberg und Pfannhauswand auf 820 bis 840 *m*, an der Ostseite des Prechlersberges eine Verflachung auf 825 *m*, am Vokenberg zwischen 850 und 950 *m*, an der Hallensteiner Alp auf 959 *m*, um das Loderbichlgut (976 *m*) zwischen 850 *m* und 1000 *m*, in der Faistau auf 800 *m*, um Hohengasteig bei P. 830. Jenseits des Einschnittes von Lofer folgen am Rauhenberg ähnliche Verflachungen zwischen 850 und 920 *m*, im Kirchental (856 *m*), am Ostende des Turnecks auf 929 *m*, im Dürrnberger Wald auf etwa 1000 *m*, im Schiederwald bei 961 *m* und im Nebelsbergwald nahe P. 944; schließlich am Köpfchen östlich des Nusserkopfes auf 1060 *m*.

Das rechte Saalachufer hat entsprechende Verebnungen: in dem fast funktionslosen Hochtal der Aschau (825—900 *m*), in der breiten Terrasse von Hagen bis gegen die Auerwiesen (P. 839, 829, 823), beiderseits der Schlucht des Kötschmairbaches zwischen 850 und 950 *m*, am Strubberg (888, 945 *m*) und bei Wildental (800 *m*), an der Alm östlich Kleberau (826 *m*) und an der untersten Gföllwiesenalm (900 *m*), schließlich die fruchtbare Hochfläche von Pürzlbach (zwischen 960 und 1060 *m*), mit welcher das untere Gesimse am Fußstein (zwischen 940 und 960 *m*) in Verbindung zu stehen scheint. Kaum ist die Enge der Hohlwege, in welchen bei der Steilheit des Hanges ein sicherer Verfolg der Bänder und Gesimse unmöglich wird, überwunden, so fallen im Saalfeldner Becken die abgeflachten Kuppen des Brunnötz (1120 *m*), Klausberges (1125 *m*) und westlichen Kienberges (um 1100 *m*) ins Auge.

Neben der Tatsache, daß all die vorgenannten Verebnungen in festen Fels geschnitten, heute nur gewöhnlich von etwas Würmmoräne verschmiert sind, gibt ihnen der Umstand Bedeutung, daß sich vollkommen übereinstimmende Verflächungshöhen auch in alle wichtigeren Nebentäler hinein verfolgen lassen. Hierher zu rechnen ist im Gebiete der Schüttachgräben eine deutliche Hangverflachung, welcher der breite Rücken des Roßrucks (937 *m*) angehört. Im Wildenbachtal zieht in beträchtlicher Höhe über dem tief eingeschnittenen Bach eine fast ununterbrochene Reihe kulturbenützter Verebnungen über Wildental (800 *m*), P. 872 hinein zum Westlinger (958 *m*), hinüber zum Leimbichler (1031 *m*) und Zulechner (1089 *m*) und längs der Südlehne wieder talab über Reitbauer (924 *m*) und Maisl (920 *m*). Die Terrassenhänge des Wirmbachs und Schoberweißbachs stehen in ungebrochener Verbindung mit dem besprochenen Niveau des Haupttals. Im Unkenbachtal läßt sich wieder von der Kuppe des Kalvarienberges (773 *m*) über Göblgut (892 *m*), Vordergföll (871 *m*), Hammerlgut (925 *m*) in fast unmerklicher Steigung die tief

einwärts gelegene Verebnung von Hintergföll (900—950 *m*) erreichen und ebenso südlich über Ödenbachalp (885 *m*), Brandeck (967 *m*) und Soderalp (955 *m*) der Talausgang gewinnen.

Benützt man diese zusammenhängenden Zahlenwerte als Ausgangspunkte für eine Rekonstruktion des Talbodensystems der alten Saalach, so erhält man eine flachwandige Sohle, die am Kniepaß in etwa 680 *m*, südlich Paß Luftenstein auf 750 *m*, bei Oberweißbach zwischen 790 und 800 *m*, bei Stoiß auf nahezu 840 *m* liegt, d. h. einen Talboden mit einem gut ausgeglichenen Gesamtgefälle von 7‰, welches dem heutigen Mittelwert recht nahesteht. Im Vergleich damit liegt das Niveau der heutigen Saalach 130—140 *m* tiefer. Die wahre Unterschneidung des felsigen Grundes stimmt jedoch nur am Kniepaß hiermit überein, südlich wie nördlich desselben ist der Betrag infolge der allerdings wohl nicht überall gleichmäßigen, immerhin im Mittel etwa 20 bis 30 *m* betragenden postglazialen Akkumulation um ebensoviel höher anzusetzen.

Wenn man auch in diesem Alpenteil sonst wenig Genaues über die ältere Glazialzeit weiß und deswegen kaum dem geschilderten Talsystem den Wert „präglazial“ zuerkennen darf, so dürfte die Bezeichnung „präwürmglazial“ im weitesten Wortsinn sicher am Platze sein. Zwischen der im vorangehenden Abschnitt erörterten frühesten Periode der Reliefbildung am Beginne des Jungtertiärs, deren der Ursaalach zugehörige Tiefenstreif zwischen Gerhardstein und Melleck vielleicht von 1450 *m* auf 1250 *m* sich neigte, und der frühdiluvialen Zertalung mußte somit die gewaltige Vertiefung der Rinnsale um volle 650 *m* zustande gekommen sein, wobei es freilich dahingestellt sein mag, wie weit jungtertiäre Schollenbewegungen helfend oder hemmend mitwirkten.

Solchen Zahlen gegenüber bedeutet die eiszeitliche Unterschneidung, die 180 *m* längs der Saalach kaum überschreiten wird, ein relativ bescheidenes Ereignis.

Von alten Talbodenresten abgesehen sind uns aus präwürmglazialer Zeit nur kümmerliche Schotterrelikte überliefert, die vermutlich der gewaltigen Talverschüttungsperiode des Rißwürminterglaziale angehören. An geschützten, weitab vom Haupttal gelegenen Stellen an der Schoberweißbach- und Seissenbergklamm gelagert, handelt es sich dabei um Staubildungen der in ihrem eigenen Schutt ertrinkenden Seitenbäche der Saalach, deren Höhe (am Schoberweißbach zwischen 620 und 675 *m*, hinter der Seissenbergklamm auf 730 *m* eben nur auf die Stärke des vom Haupttal her ausgeübten Rückstaus schließen läßt; mit der Höhe von heute noch erhaltenen alten Schotterresten innerhalb des Haupttales stehen jene Reste naturgemäß nicht in Übereinstimmung [1]). Das Vorkommen von Oberweißbach hat Brückner [2]) schon so treffend gekennzeichnet, daß wenig zur Er-

[1]) G. Gillitzer machte mit Recht auf die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der Schotter aufmerksam, welche zwischen jenen des Unkener Kessels und des Schoberweißbachs besteht; aus dem Niveau allein läßt sich jedoch ein Altersunterschied der beiden nicht ableiten. Wichtig ist die Beobachtung des Autors, daß der würmglaziale Eintiefungsbetrag sich auf mindestens 40 *m* beziffert.

[2]) Vergletscherung des Salzachgebietes. Pencks Geogr. Abh. 1, 1886, pag. 70.

gänzung übrig bleibt. Es handelt sich um einen unbedeutenden, etwa 10 *m* hohen Rest 5—10° talausgeneigter Bänke eines großenteils sehr gut verfestigten Schotters mit schlechter Komponentensortierung und -rundung. Unter den Geschieben sind ortsnahe Dachstein- und Liaskalke herrschend, zentralalpine fehlen. Die Überlagerung durch Würmmoräne ist unzweifelhaft.

Die Vereisung der Würmglazialzeit, deren Spuren überall in großer Frische vorhanden sind, war, wie es auf dem Kärtchen Textfigur 1 zu entnehmen ist, in dem behandelten Gebiet eine sehr ausgedehnte. Nach den überkommenen Moränenrelikten sind kalkalpine und zentralalpine Ströme zu unterscheiden. Der führende der letzteren war naturgemäß der Saalachgletscher, der von Zell am See her der alten Talfurche folgte, jedoch über den Ramernsattel von Hochfilzen her und durch das Strubtal von Waidring—Pillersee ganz bedeutende zentralalpine Zuflüsse aufnahm.

Man beobachtet gar bald, daß zwar an den östlichen Hängen der Steinberge kristalline Geschiebe sowohl relativ hoch[1]) als zahlreich anzutreffen sind (so am Pfannkopf auf 1250 *m*, am Almberg und gegen die Hochschüttachalm bis auf gleiche Höhe, an der Brunntalalp südlich Strub), daß sie dagegen am östlichen Uferrand etwas reichlicher lediglich auf der untersten Terrasse von Oberweißbach (so an der Prechlalm bis zu 900 *m*) sich vorfinden. Gehängeaufwärts oder längs der Talung des Diesbachs, Weißbachs oder Wildenbachs sucht man vergeblich danach[2]). Nachdem die Moränen des Hapttales der oberen Saalach nach Zusammensetzung und Höhenlage mit jenen der Loferer und Unkener Gegend, die ich bis Ruhpolding und Reit i. Wkl. verfolgte, zu identifizieren sind, ist der Schluß nicht von der Hand zu weisen, daß die zentralalpinen Moränen der Würmvereisung — um diese kann es sich nur handeln — lediglich längs des Haupttales abgelagert wurden, daß also der Saalachgletscher ohne östliche Abzweigung direkt gegen Lofer abfloß, dagegen von Südwest her reichlich zentralalpinen Zuschuß über den Ramernsattel erhielt. Die Vereinigungsstelle des gleichfalls bedeutenden Waidringer Armes mit dem Hauptgletscher wird durch das auffallend weite Austiefungsbecken von St. Martin und Lofer bezeichnet, das trotz aller tektonischen Grundlage die Züge glazialer Ausgestaltung[3]) ebenso frisch und unverkennbar an sich trägt wie die morphologisch

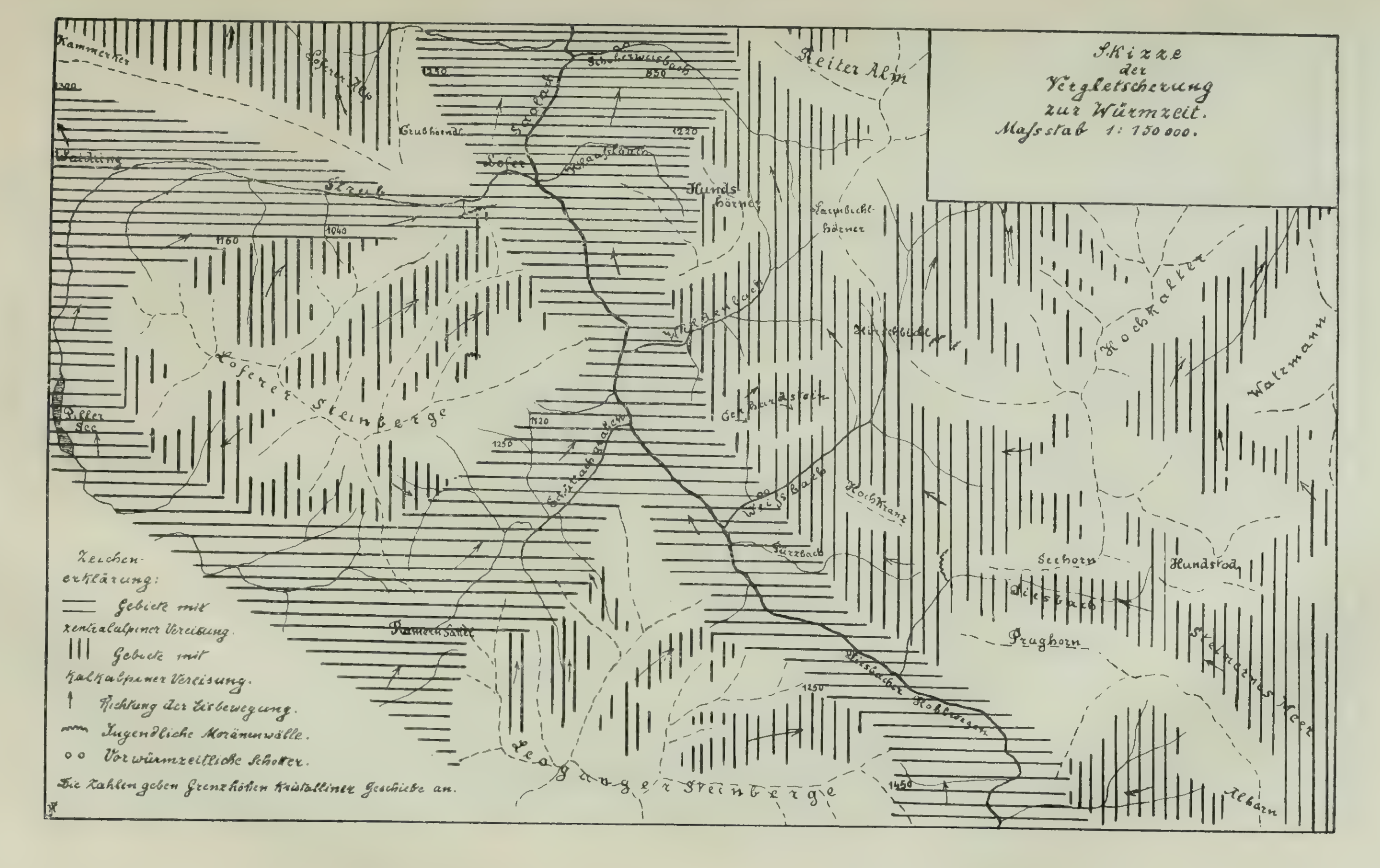
---

[1]) Immerhin bewegen sich die Grenzhöhen kristalliner Geschiebe im oberen Saalachtal wenig um ein auffällig niederes Niveau; Depression durch kalkalpines Eis (Brückner), nachträgliche Abschleifung durch kalkalpine Stadialgletscher, die große Steilheit der Hänge mag daran schuld sein.

[2]) Bezüglich der Angaben Brückners über Maximalhöhen von Geschieben des Saalachgletscher sei bemerkt, daß die Höhenzahl 1380 *m* am Paß Luftenstein auf den Fund fremder Dachsteinkalkblöcke am Litzkogel — sicherlich Überreste eines kalkalpinen Seitengletschers — zurückgeht. Diese Zahl läßt sich wegen der dort herrschenden Staukomplikationen keinenfalls zur Berechnung des Gefälles des Hauptgletschers verwerten. Sicheren Anhalt gewinnen wir erst am Tälernalprücken, auf dem ich seinerzeit bis zu 1300 *m* zentralalpine Geschiebe nachwies.

[3]) Der Gegensatz der V-form des oberen Saalachtals südlich Paß Luftenstein und der U-form der nördlich folgenden Talstrecke bis zum Kniepaß ist auf Tafel III klar ersichtlich.

Fig. 1.


Skizze der Vergletscherung zur Würmzeit.
Maßstab 1: 150 000.
Zeichen-erklärung:
Gebiete mit zentralalpiner Vereisung.
Gebiete mit kalkalpiner Vereisung.
Richtung der Eisbewegung.
Jugendliche Moränenwälle.
Vorwürmzeitliche Schotter.
Die Zahlen geben Grenzhöhen kristalliner Geschiebe an.
Reiter Alm
Loferer Steinberge
Leoganger Steinberge
Lofer
Saalach
Hunds hörner
Hochkalter
Watzmann
Seehorn
Hundstod
Praghorn
Steinernes Meer
Weissbach
Pillersee
Kammerker
Waidring
Strub
Grubhörndl
1300
1250
850
1220
1160
1040
1120
1250
1250
1450

so ähnliche Weitung von Golling—Hallein an der Salzach zu Füßen des felsigen Abschlusses am Paß Lueg.

Der Grund, warum den zentralalpinen Eismassen trotz ihrer beträchtlichen Höhe [1]) der Zugang ins Berchtesgadner Land über den Hirschbichlpaß [2]) verwehrt blieb, kann nur in Hemmung durch kalkalpine Ferner gelegen sein, deren Relikte ja auch in staunenswerter Mächtigkeit das Weißbach- und Wildenbachtal besetzt halten. Diese aus dem westlichen Steinernen Meer westlich der Firnmuldenscheide Schindlkopf—Hundstod vordringenden, dann vom Seehorn und Hocheis gespeisten Eismassen zogen, aufgepreßt vom Hauptgletscher, diesem ein gutes Stück parallel, bis sie in der Weitung von St. Martin ihre Selbständigkeit verloren. Erst nördlich Wildentals konnte zentralalpines Eis wiederum auf die Vorhöhen der Reiteralm übergreifen, wie das Findlinge südlich des Perhorns und auf der Terrasse von Hagen bezeugen. Die mächtigen Moränen der Hintermahd und Almwaldalm sind rein kalkalpiner Zusammensetzung.

Die Feststellung, daß zur Würmeiszeit kein Teil des Saalachgletschers über den Hirschbichl gelangen konnte, besitzt für die Deutung der eiszeitlichen Vorgänge im Berchtesgadner Land erhebliche Bedeutung. Penck [3]) hatte ja ursprünglich von der Tatsache ausgehend, daß in dem Ramsauer Mühlsteinkonglomerat viele zentralalpine Gesteine zu finden sind, geglaubt, daß noch in relativ sehr junger Zeit die Saalach selbst über den Hirschbichl gegen Berchtesgaden abgeflossen sein konnte; erst eine Hebung in jungdiluvialer Zeit hätte der Saalach ihren heutigen Weg gewiesen. Diese Annahme ist natürlich heute, wo wir über den Gebirgsbau der Gegend genauer unterrichtet sind, vollkommen hinfällig. Aber auch die neuere Deutung Pencks [4]), daß jene zentralalpinen Geschiebe des Ramsauer Konglomerats der Moräne eines über den Hirschbichlpaß abfließenden Armes des würmglazialen Saalachgletschers entnommen seien, ist unhaltbar [5]). Entweder entstammen diese also einer älteren Vereisung, in welcher der Saalachgletscher aus irgendwelchen, allerdings schwer einzusehenden Gründen am Hirschbichlpaß kein Hindernis gefunden hätte, von welcher lediglich im Berchtesgadner Land zentralalpine Geschiebe übriggeblieben wären [6]), oder aber das zentralalpine Eis hat eben doch andere Wege zum Vordringen benützt, als man bisher annehmen zu müssen glaubte. Ich will es hier ganz offen lassen, ob man an ein Hereindrängen durch die Furche von Schwarzbachwacht (so nach

---

[1]) Nach Brückner am Eingang in die Hohlwege bis zu 1700 *m*; hiermit stimmt die Schliffgrenze unterm Persailhorn wie besonders gut jene am Kamm Plattenkopf—Saliterköpfl des östlichen Leoganger Steinberges überein.

[2]) Auch jenseits des Hirschbichls bis zum Hintersee fehlen zentralalpine Geschiebe vollständig, eine Beobachtung Böses und Gillitzers, die ich nur bestätigen kann.

[3]) Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. Deutsch österreich. Alpenvereins 1885, pag. 238.

[4]) Alpen im Eiszeitalter, pag. 363.

[5]) Auch Brückner hatte sich lange vorher schon zu dieser Annahme sehr zweifelnd geäußert. A. a. O. pag. 6, 17, 18, 89.

[6]) Die Beobachtung Leblings im Lattengebirge, daß dortselbst eine ältere zentralalpine Moräne um 200 *m* höher (bis zu 1400 *m*) als eine jüngere (nur bis 1200 *m* beobachtet) aufsteigt, könnte hierfür ins Feld geführt werden.

Böse, dagegen Penck) oder über das Roßfeld und die Dürrnberger Senke zu denken hat.

Mit der Tatsache des Andrängens des Saalachgletschers an seinen westlichen Uferrand stimmt die Beobachtung überein, daß auf der Ostseite der Steinberge keine bedeutenden kalkalpinen Ferner sich entwickelten; weder in der Mulde von Niedergrub noch im Nebelsbergkar sind einigermaßen erwähnenswerte Moränenreste zu finden und das gleiche gilt für die nordöstlichen Hänge des Loferer Steinberges, wo es nur im Bereich der Jägerkaser- und Metzgeralm zu etwas erheblicherer Ansammlung kalkalpinen Eises gekommen ist. Eine solche fand auch in den zahlreichen geschützten Nischen der Nordwände des Ochsenhorn-Vorderhornkammes statt, woran heute noch die Kirchentaler Moräne erinnert, und eine beträchtliche Eiszunge hat sich von den Wehrgruben herab gegen das Strubtal vorgeschoben; an der Vereinigung von diesem mit Loferer- und Saalachtal überkleidet eine mächtige Haube mehr oder weniger umgelagerter kalk- und zentralalpiner Moräne mit Bergsturzmassen gemischt den Nordfuß des Rauhenberges.

Es ist von besonderem Interesse, daß eine Analyse des uns überkommenen Formenschatzes im Saalachtal es erlaubt, auch Schlüsse quantitativer Art über die Verteilung der einzelnen Eiskomponenten zu ziehen. Wie die erklecklichen erhaltenen Reste von Würmmoräne bei Oberweißbach und talab von Wildental bis Unken dartun, fehlt hier eine wesentliche nachwürmzeitliche Übertiefung der Talung als Ganzes betrachtet; nur nahe der Talsohle selbst sind Veränderungen eingetreten, die unschwer durch Rekonstruktion sich ausgleichen lassen; der Grundzug der Talform ist heute noch würmglazial. Halten wir daran fest, daß in Übereinstimmung mit Brückner die Eishöhe des Saalachgletschers am nördlichen Ende der Saalfeldner Weite auf 1700 *m* zu bestimmen ist, daß die Mindesthöhe bei Hallenstein 1350 *m* beträgt, nachdem der Tälernalprücken mühelos von beträchtlichen Eismassen überschritten wurde; daß endlich die Höhe bei Melleck auf mindestens 1250 *m* zu bestimmen ist (Abzweigung durch das vordere Steinbach- ins Weißbachtal), so erhalten wir für die Querschnitte der bewegten Eismasse im Saalachtal

in Profil	Lärchkopf-Raucheck (Hohlwege)	ungefähr	1·25 km^2
„ „	Lahnerhorn-Gerhardstein	„	1·35 „
„ „	Rauhenberg-Kötschmairhorn	„	2·0 „
„ „	Loderbichl-Perhorn	„	2·5 „

Nur etwa die Hälfte des Saalachgletschers, der nördlich des Marktes Lofer vor Abzweigung des Tälernalparmes sein Maximum erreicht, stammt somit tatsächlich aus dem Saalfeldner Kessel. Rund 0·40 km^2 zentralalpinen Eises, d. h. etwa $^1/_3$ der Masse des primären Saalachgletschers der Hohlwege, kam über die Schüttachgräben vom Ramernsattel her hinzu, dessen Querschnitt unter Berücksichtigung einer Eishöhe nördlich Fieberbrunns von 1700 *m* und der erhaltenen Schliffgrenzen sogar mühelos 0·50 km^2 fassen konnte. Mindestens gleich stark ist der aus zentralalpinen und kalkalpinen Komponenten gemischte Zuwachs durch das Strubtal.

Von einem Bühlstadium konnte ich weder längs des Saalachtales[1]) noch im Vorgebirge der Reiteralm oder den Steinbergen etwas Sicheres auffinden, es sei denn, daß der sperrende Blockwall des Loferer Tales zwischen 650 und 680 *m* dazugehört. Auf der Kallbrunnalp hingegen haben sich in breiter zum Diesbachtal weisender Nische auf 1380—1440 *m* reichliche Moränenreste von jugendlichem Äußeren erhalten, die recht gut nach Analogie mit Berchtesgadner Vorkommnissen einem Gschnitzstadium angehören könnten. Von sonstigen Blockwällen am Rande ehemaliger Eiszungen oder Firnfelder mögen folgende erwähnt sein:

Große Lahnfahrt, Loferer Steinberg, nördliche Exposition in	1600 *m*
Große Schneegrube, Loferer Steinberg, nördliche Exposition in	1500 *m*
Kleine Schneegrube östlich des Vorderhorns, Loferer Steinberg, nordöstliche Exposition in	1500 *m*
Klein-Eistal, Hochkalter, nordwestliche Exposition in	1450—1500 *m*
Diesbachtal, Steinernes Meer, westliche Exposition in	1500—1600 *m* (undeutlich).

Diese Reste könnten in Anbetracht der unversehrten Formung und der geringen Größe des zugehörigen Firnbeckens mit dem Daunstadium verglichen werden.

Es darf hier noch auf zwei besonders schöne Beispiele gestufter Trogtäler hingewiesen werden, die wohl mit Penck durch das Zusammenwirken von würmglazialer Aushobelung und späterer Benützung als stadiale Zungenbecken entstanden gedacht werden können. Das zweifach gestufte Muldensystem der Wehrgrube und des Loferer Tales besitzt in letzterem einen ausgezeichnet U-förmigen Querschnitt mit schroffen Seitenwänden, deren Anlage allerdings ganz wesentlich tektonisch bedingt ist. Das hängende Tal der Diesbachalp läßt sich über dem felsigen Talschluß hinter der Mitterkaser Alm (zwischen 1700 bis 1800 *m* nur teilweise tektonisch angelegte Wandstufe) einerseits zu dem überraschend ebenen Boden der Hochwies verfolgen, dem ein moränenverstopfter, dann schuttverhüllter Karsttrichter zugrunde liegen mag, anderseits über die Kaser Wand zu der weiten Firnmulde zwischen Finsterbach—Schindlkopf und kleinem Hundstod. Auch zwischen Kammerling- und Alplhorn liegen mehrere unvollkommene Karnischen übereinander. Am weltentrückten Diesbachsee hat ähnlich wie bei dem Hochtal der Hochwies Tektonik, Karsterosion und glaziale Tätigkeit zusammengewirkt, um ein Juwel hochalpiner Schönheit zu schaffen.

[1]) Bereits Brückner war sich völlig klar, daß das Trümmerfeld der Scheffsnoter Au bei Lofer, das zunächst einige Ähnlichkeit mit einer stadialen Endmoränenlandschaft zu besitzen scheint, seiner Entstehung nach nichts damit zu tun hat. In den Hohlwegen finden sich jedoch überhaupt keine Moränenrelikte mehr.

Die Formung und Moränenrelikte des Gerhardsteins verraten, daß die flachgelagerte Deckscholle einen gar nicht unbeträchtlichen Plateaugletscher trug; allein auf dessen Tätigkeit ist die dürftige Almbesiedlung gegründet.

Bezüglich der interessanten Fragen über mehrfache Erschließung und Wiederverstopfung zentralalpiner Quellflüsse der Saalach, deren endgültiger Besitzstand nach Penck erst in der Achenschwankung geregelt wurde, lassen sich bei der Untersuchung des Saalachtales selbst mangels bezeichneter Ablagerungen keine Ergebnisse gewinnen.

2. Alluvium.

Der Beginn des Postglazials fällt mit einer Akkumulationsperiode bedeutenden Ausmaßes zusammen. Wo wir heute das Flußbett der Saalach zwischen Saalfelden und Reichenhall untersuchen, müssen wir mit einer Ausnahme feststellen, daß selbst an Stellen stärkerer Verengung (so am Paß Luftenstein, in den Hohlwegen) der heutige Fluß auf schutterhöhtem Bette läuft. Dieser Aufstau beträgt jetzt noch 20 bis 30 *m* und war früher nach einzelnen höhergelegenen Resten von Flußterrassen zu schließen, zum Beispiel bei St. Martin, Reit, Oberweißbach, um 8 bis 10 *m* höher zu veranschlagen. Ähnliches gilt vom Unterlauf der Saalach, wo bei Anlage des Staudammes für den Saalachsee beim Kiblingbauer erst 30 *m* loses Material[1]) unter dem Fluß erbohrt wurde. Es ist nun recht auffällig, daß diese Aufschüttung von Nord wie von Süd gegen den Kniepaß zu abnimmt und hier befindet sich die einzige Stelle längs des ganzen Saalachlaufes, wo das Wasser in hartem Gefels schäumend sich den Durchgang erzwingt. Anstehendes Grundgebirge ragt zwar auch am Mörtelbauer, bei Hallenstein, unmittelbar nördlich Lofer, vielleicht auch an der Scheffsnoter Brücke und an einigen Stellen der Hohlwege in das heutige Flußbett herein, doch stimmt dies an solchen Orten nicht mit der tiefsten Linie der wahren felsigen Bodenbegrenzung überein. Das Bild einer jugendlichen Herauswölbung des Riegels am Kniepaß oder umgekehrt der Abbeugung der südlichen und nördlichen Talstücke scheint am ehesten der eigenartigen Erscheinung gerecht werden zu können. (Vgl. Tafel III.)

Eine gewaltige Masse postglazialen Schuttmaterials birgt heute noch die St. Martin—Loferer Talweite. Trotz wenig günstiger Aufschlüsse, die nur an der Steilböschung des jetzigen Flußverlaufes zu sehen sind, läßt sich doch soviel feststellen, daß das Füllmaterial durchaus nicht einheitlicher Natur ist[2]). Zuunterst ist eine ziemlich mächtige, schlecht gemischte Masse aus einheimischem Bergschutt und verwaschener Moräne zu beobachten. Erst darauf hat sich die ungeheure Bergsturzmasse ergossen[3]), die zwischen Lerchkogel und Gföllhörndl von den Wänden des Grubhörndls losbrach und dann das

---

[1]) Gütige Mitteilung von Herrn H. Krauß.

[2]) Ich glaube keinenfalls, daß es sich bei den Moränenresten der Scheffsnoter Au um intakte Würmmoräne handelt, wie das die Karte Gillitzers angibt.

[3]) Zuerst von Brückner als solche gewürdigt; a. a. O. pag. 127, 128.

ganze Gebiet von Braugföll, Faistau, Hohengasteig, Scheffsnoter Au überschüttete. Ebenfalls als relativ jung geben sich Bändertone, Sand und Saalachschotter als Unterlage des Gumpinger Mooses zu erkennen. Diese letzteren Ablagerungen könnten gut in zeitlichem Zusammenhang mit dem Bergsturz von Lofer gestanden sein. Die Tatsache, daß hier wie am Paß Luftenstein das Material des Bergsturzes auf bereits eingefüllten Flußschottern und verschwemmtem Gehängeschutt lagert, läßt die Akkumulation regional erscheinen.

Auch heute noch ist die Saalach keineswegs durchaus siegreich im Kampfe gegen seitliche Verschüttung.

Das dolomitische Gestein der Hundshorngruppe neigt besonders intensiv zu mächtiger Gehängevergrusung und zum Verdrusse des Tektonikers umgibt ein Kranz zerbröckelnden Schuttmaterials den Bergesfuß. Charakteristisch sind die radialstrahlig von den Deckschollen des Rauhenberges, Gerhardsteins und Hochkranzes herabgeronnenen Bergsturzmengen; der grobklüftige Lerchkogelkalk neigt besonders zu klotziger Verwitterung. Von den Steilwänden der Laimbichlhörner, der Hocheisspitze und des Kammerlingkammes fließen unaufhörlich die frostgesprengten Gesteinstrümmer zutal und vermuren, zwischen Kammerling- und Kematenalm sich mit Moräne vermischend, weithin die ehemals lebhaft begrünten Berghänge. Am mächtigsten aber gedieh diese Ansammlung von zerfallenem Trümmerwerk an den Nordseiten des Loferer und Leoganger Steinberges, wo gewaltige, abgestorbene, von wilden Sturzbächen zerschnittene Halden wiederum auf eine noch stärkere Akkumulationsphase hinweisen.

Sowohl im Umkreise der Jägerkaser-, Metzger- und Brunntalalp wie im Eiblbachtal nahe Falleck finden sich mehr oder minder stark verfestigte Gehängebrekzien. Man wäre vielleicht geneigt, dieselben nach Analogie mit Vorkommen im Karwendel und Wetterstein einer noch älteren — vielleicht der rißwürminterglazialen Verschüttungsperiode zuzuteilen. Aber nirgends fand ich die Brekzie sicher von Würmmoräne überdeckt, sie enthält hingegen selbst aufgearbeitetes Moränenmaterial und geht seitlich sehr rasch in losegebliebene Schuttmassen über, so daß ich an ein postglaziales, freilich relativ hohes Alter glauben möchte, zumal mir ein Vorkommen, das aus dem Bereiche der heute noch wirksamen Schuttstromrichtungen fallen würde, nicht bekannt geworden ist.

Einigermaßen bedeutende Moorflächen sind außer der bereits erwähnten Bildung von Gumping nur in der Nähe der Kallbrunnalpe, und zwar an die Mergelkalke des oberen Lias im Liegenden geknüpft, anzutreffen; sie dürften über kleine glaziale Auskolkungswannen gespannt sein.

Die allgemeine Steilheit der Hänge, bedingt durch den gedrungenen Muldenbau, und die verhältnismäßig geringe Verbreitung oberjurassischer und kretazischer Schichten verhindern eine nachhaltige Ansammlung von Verwitterungskrume, wodurch das Gebiet viel unwirtlicher und waldärmer wie das geologisch sonst so ähnliche Gebiet des Unkenbachtales erscheint. Nur im Wildenbachtal bis gegen den Hirschbichl und im Weißbachtal gedeiht kräftiger Nadelwald in schönen Beständen auf den moränenüberkleideten Hängen des Neokoms;

der gleich weit verbreitete obere Lias trägt lieber schütteren Mischwald, während an den Steilhängen des Leoganger Steinberges die Lärche auffallend zahlreich ist.

Die Felder der Hochbauern, die besten und zahlreichsten Almen des Gebietes sind an das Vorkommen von Moräne geknüpft; erst in zweiter Linie kommen die auf den mergel- und damit wasserreichen Schichten des Juras und der Kreide stehenden Almen; weder die Raibler noch die Kössener Stufe vermag hier die Anlage von Nutzflächen zu begünstigen.

Als ausgezeichnetes Quellenniveau gibt sich überall der Ausstrich der Berchtesgadner Deckenüberschiebung zu erkennen.

C. Heteropie.

Nach dem heutigen Stand unserer geologischen Kenntnisse genügt es im westlichen Salzkammergut nicht mehr, die einzelnen verschiedenartigen Gesteinsausbildungen gleichen Alters von Ort zu Ort so gut oder so schlecht und gewaltsam es eben geht, aneinander knüpfen zu wollen. Es muß der durch die vorliegende Aufnahme neuerdings bestätigten Tatsache Rechnung getragen werden, daß durch tektonische Bewegungen von einschneidender Bedeutung heterope Sedimentationen neben- und aufeinander liegen, die zur Zeit ihrer Entstehung örtlich mehr oder weniger weit voneinander getrennt waren. Erst wenn man sich der vollen Tragweite dieses Erfahrungssatzes im Einzelfalle bewußt ist, darf man sich der Hoffnung hingeben, natürliche Gesichtspunkte für die Beurteilung der regionalen Heteropie zu finden. So lange aber keine schlüssigen Beobachtungen über die ehemalige Lagebeziehung von tirolisch und juvavisch der Salzburger Alpen vorliegen, scheint es mir bei der Schilderung eines räumlich beschränkten Gebietes für angebracht, in erster Linie der Heteropie innerhalb einer als solche erkannten Einheit nachzugehen und erst von diesem gesicherten Boden aus auf Möglichkeiten einer ungezwungenen Verbindung verschiedener Einheiten hinzuweisen.

Da die **tiefere Trias** innerhalb der besprochenen Gebietsgrenzen nur in der Decke anzutreffen ist, erscheint natürlich ein Vergleich von Decke und Basis überhaupt erst dann aussichtsreich, wenn die Südkante der Kirchberg-Kalksteingruppe, des Leoganger Steinberges und des Steinernen Meeres einbezogen werden kann.

Für die Deckensedimentation läßt sich hingegen bereits einiges Beachtenswerte feststellen. Die skytische Stufe ist nur in der Fazies der Werfener Schichten entwickelt, da die Verbreitung von Salz und Gips westlich der Linie Unkener Pfannhaus—Antenbichl zu Ende geht; in oberen Horizonten ist rein marine Sedimentation herrschend.

Der Muschelkalk ist als solcher unbekannt, auch die relativ geringmächtigen Reichenhaller Dolomite sind hier etwas heller gefärbt wie Saalach abwärts und schwer vom Ramsaudolomit abzugrenzen. Von nicht zu vernachlässigender Bedeutung mögen sich die

dunklen kalkigen Lagen von der Kematsteiner Alpe infolge der Vergleichsmöglichkeit mit Gesteinen der Saalfeldner Gegend erweisen. Echte Gutensteiner Dolomite sowie die äußerst charakteristischen brekziösen Rauchwacken, welche bei Schloß Lichtenberg wie am Südfuß des Watzmanns die tirolische Unterlage auszeichnen, sind jedenfalls diesem juvavischen Deckenteil fremd.

Eine überaus große Übereinstimmung von Basis und Decke scheint im ersten Augenblick in der **ladinischen Stufe** zu herrschen. Weder petrographisch noch faunistisch ließen sich zwischen dem tirolischen Ramsaudolomit der Schüttachgräben und dem überschobenen der Reiteralm nennenswerte Unterschiede feststellen. Daß in ersterem gelegentlich an Wettersteinkalk erinnernde Lagen zu finden sind, kann nicht Wunder nehmen, nachdem ja die Decke im ‚Ramsaukalk' ein kaum verschiedenes Gegenstück besitzt.

Die Reduktion der Mächtigkeit vom Sockel des Hochplateaus der Reiteralp gegen die randlichen Zonen ist etwas recht Auffälliges und in dem zur Untersuchung vorliegenden tirolischen Gebirge ohne entsprechende Vergleichsmomente. Trotz aller tektonischen Umarbeitung ist sie ja dortselbst stratigraphisch begründet und noch weit Saalach abwärts, so am Tälernalprücken, läßt sich die gleiche Beobachtung überall bestätigen. Nachdem im stratigraphischen Teil schon Beweise erbracht wurden, daß von der an sich geringen Mächtigkeit des Dolomits zwischen dem geringmächtigen Vertreter des Muschelkalkes und dem Dachsteinkalk ein erheblicher Teil der karnischen Stufe zugewiesen werden muß, entfällt die wesentliche Sedimentationslücke auf die ladinische Stufe.

Am interessantesten ist die Heteropie der **karnischen Stufe**. Innerhalb des basalen Gebirges ließ sich feststellen, daß zwischen einem Waidringer Typus (300 *m* schwarze Dolomite ohne Mergeleinschaltung) und einem Wimbach-Typus (etwa 20 *m* schwarze Reingrabner Schiefer mit hellen Dolomiten im Hangenden) von West her über die Schüttachgräben zur Bindalm eine Zone zwischenlagert, die indifferent graue, vom Dachsteindolomit schwer unterscheidbare dolomitische Gesteine neben spärlichen Einschaltungen bunter, sandiger Lettenschmitzen enthält. Nachdem die Reingrabner Schiefer in gleicher Weise am Südrand des Leoganger Steinberges, bei Saalfelden, am Hochkönig und im Blühnbachtal sich einstellen, ist eine bedeutsame isopische Grenzlinie vom Birnhorn über Hocheisspitz und Watzmann zum Hagengebirge in WSW—ONO gesichert. Hochkalter, Watzmann und Steinernes Meer sind mit dem Leoganger Steinberg und dem Hagengebirge als eine untrennbare Sedimentationseinheit gekennzeichnet, die von der typisch bayrischen Ausbildung der Raibler Schichten am nördlichen Gegenflügel der tirolischen Masse (Zahmer Kaiser—Rauschberg—Stauffen) durch eine Region ohne terrigene Zuschwemmung getrennt ist. Diese Region liegt weit nördlich der Zone der Hochgebirgskorallenkalke, die in der tirolischen Masse in reiner Ausbildung erst am Hochkönig auftritt.

So nahe es auch zu liegen scheint, diese reindolomitische

Zwischenregion in Verbindung mit dem Sedimentationsgesetz der juvavischen Deckschollen zu bringen, das ja ähnlicherweise Unterdrückung terrigener Einmengung erfordert, so wenig innere Berechtigung hat dieser Schluß von regionalen Gesichtspunkten aus, wie das an anderer Stelle dargelegt werden soll.

Innerhalb der Decke überbrückt der lichtbunte Hallstätter Dolomit sehr energisch die heteropischen Gegensätze. Zwar ist er hier nur mehr an einer raumbeengten Stelle mit echtem Hallstätter Kalk in Sedimentationsverzahnung, ohne jede Änderung bleibt er dafür der mergeligen Deckenfazies vom Dietrichshorn bis zum Hochkranz um so treuer und ist hinwiederum im östlichen Teil der Saalachsenkscholle bis gegen den Zaßbauer hin normal vom Reiteralmkalk überlagert. Nachdem die weitest vorgestreckten Sedimentzungen der echten Hallstätter Entwicklung sogar unmittelbar in den oberen Ramsaudolomit der Hundshorngruppe, die sonst reine Berchtesgadner Fazies aufweist, hineingreifen, ist im Karnikum ein so inniger Zusammenhang der juvavischen Sedimente geoffenbart, daß es mißlich wäre, das natürlich Verknüpfte einem Teildeckenschematismus zuliebe wieder auseinanderreißen zu wollen.

Auch eine vergleichende Betrachtung der Sedimentation in der **norischen und rhätischen Stufe** gibt genügend bemerkenswerte Gesichtspunkte. Es ließ sich im Loferer Steinberg ein schrittweiser Übergang von dem in der Kammerkergruppe noch selbständig entwickelten bunten Rhät zu jener Ausbildung verfolgen, die als buntgebänderter Dachsteinkalk am Hochkalter, Watzmann usf. seit langem bekannt ist und immer schon im Verdacht rhätischen Alters stand. Daß dies für den obersten Teil des tirolischen Dachsteinkalkes Geltung hat, kann nach den neuerdings angeführten Fossilfunden ebensowenig bezweifelt werden wie die Tatsache, daß trotz alledem der Lagerung nach die Hauptmasse dieses tirolischen Dachsteinkalkes als obernorisch zu gelten hat.

Dann ist beachtenswert, daß der im Westen des Gebietes noch dominierende Dachsteindolomit gegen Ost ganz allmählich vom Hangenden gegen das Liegende durch Kalkbänke ersetzt wird, so daß jenseits der östlichen Gebietsgrenzen unter Einrechnung eines Teiles des „oberen Ramsaudolomits" (= Dolomit zwischen Reingrabner Band und Dachsteinkalk) in die karnische Stufe nicht allzuviel mehr von echtem Dachsteindolomit übrigbleiben dürfte.

Der juvavische Dachsteinkalk ist hier im ganzen genommen etwas älter als der tirolische; die Hauptmasse desselben, soweit sie heute noch erhalten ist, dürfte mit Recht als unternorisch gelten. Dolomitische Ausbildung ist nicht mehr als Horizont, nur gelegentlich mit rascher seitlicher Verkeilung in beschränktem Maße vorhanden. Von einem rhätischen Äquivalent ist nichts bekannt; bei der geringen Mächtigkeit des hierlatzbedeckten Reiteralmkalkes im Saalachmittelgebirge ist die Abwesenheit des Rhäts (gleichviel ob primär oder sekundär, doch stets präunterliassisch) mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit zu vermuten.

Die echte Hallstätter Entwicklung ist nur eben noch in ihren

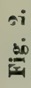


Fig. 2.

äußersten Ausläufern inmitten des Reiteralmkalkes verspürbar, dafür sichern sich Glieder der unrein tonigkalkigen Reihe (Loferer Schichten und Lerchkogelkalke) in bogenförmigem Kranz die Reiteralm umziehend weite Verbreitung. Der petrographische Charakter läßt diese Gesteine mit der Zlambachfazies des östlichen Salzkammergutes um so eher vergleichen, als sich nun auch Korallenknöllchen eingestellt haben. Eine sehr tiefe Stellung der Loferer Schichten an der Basis der norischen Stufe, wenn nicht gar Angliederung an die höchste Subbullatuszone des Karnikums wird nun durch einige, allerdings immer noch nicht schlüssige Fossilfunde vielleicht angedeutet. Dadurch, daß die Loferer Schichten jedoch merklich zugunsten reiner kalkiger Bänke zurücktreten, daß überall der weitverbreitete Hallstätter und Ramsaudolomit im Liegenden nachgewiesen wurde, daß die Lerchkogelkalke an verschiedenen Stellen unverkennbare Annäherung an den Habitus der gewöhnlichen Dachsteinkalke zeigen; durch all dies wird den heteropen Gliedern innerhalb der juvavischen Decke viel von der eigenartigen Sonderstellung genommen, die sie mir an der mittleren Saalach zu haben schienen.

Von jüngeren Ablagerungen verdienen allein jene des **Lias** eine eingehendere Betrachtung.

Fast alle wichtigeren Glieder der Faziesfülle, wie sie in der weiten Unkenbachmulde beschrieben wurde [1]), finden sich auch im basalen Gebirge Saalach aufwärts wieder, doch nicht mehr in räumlich gesonderter Ausbildung, sondern mit so starker gegenseitiger Durchmischung, daß eine kartographische Einzelausscheidung bei dem gegebenen Maßstab nicht mehr durchführbar ist. Für jene modernen Tektoniker, die jede kleine Faziesverschiedenheit mit Überfaltungsspekulationen in Beziehung setzen möchten, sollte ein solch außerordentlich rascher Wechsel innerhalb mindestens bathyaler Sedimente und im Streichen ein und derselben Faltenmulde, eine ernste Mahnung bedeuten.

Drei speziellere Punkte möchten einer besonderen Erwähnung wert sein. Typische Adneter treten merklich in den Hintergrund, dafür zeigen sich um so reichlicher echte, fossilreiche, teils unter-, teils mittelliassische Hierlatzkalke neben bunten Ammoniten und Kieselkalken. Äußerst auffällig ist die Armut liassischer Ablagerungen in der Decke; nur spärlich sind die Reste von Hierlatzkalken und Anklänge an bunte Ammonitenkalke (Hundsalm) und wo reichlichere Fossilfunde gemacht wurden (Maurach, Reiteralm), da handelt es sich um solche aus unterliassischem Hierlatzkalk. Im oberen Lias der Unterlage sind die Adneter der Unkenbachmulde von jener Gesteinsausbildung bereits vollkommen ersetzt, die im Berchtesgadner Land weiteste Verbreitung besitzt und entschieden ihrer Entstehung nach einer Flachwassersedimentation zuneigt. Die schwarzen, kiesel- und manganreichen Mergelkalke und Schiefer, eine Abart der Flecken-

[1]) Nicht vertreten sind die tiefstliassischen Muschelbänke und grauen Lamellibranchiatenkalke sowie die oberliassischen Adneter; neu treten die grauen unterliassischen Hierlatzkalke auf, die über Hochkalter zum Hagengebirge verweisen und die Allgäuschieferfazies im oberen Lias.

mergel der Voralpen, lassen sich von Oberweißbach über den Hirschbichl in einem Zug bis zum Königsee nachweisen. Innerhalb der basalen Muldung fand somit von Nordwest nach Südost eine ganz energische Änderung der die Sedimentation beherrschenden Faktoren statt. Im Loferer Steinberg scheint sogar unter dem Radiolarit der Anderlalm jede Vertretung des oberen Lias zu fehlen.

Diese Heteropie liassischer Sedimente zwischen Unkenbach und Oberweißbach deutet auf die Annäherung an einen gegen Süd verflachenden Beckenrand innerhalb des tirolischen Gebirges. Die juvavische Serie benimmt sich hier wie ein Endglied der skizzierten Entwicklung.

Auf das tirolische Gebiet beschränkt sind innerhalb unserer Gebietsgrenzen sämtliche jüngeren Ablagerungen, die mit den äußerst gleichförmigen **Radiolariten** vermutlich mitteljurassischen Alters einsetzen; diese lassen sich auch in übergreifender Lagerung auf mittelliassischen Kalk beobachten.

Die folgenden Schichten des **höheren Juras** bieten insofern Interessantes, als sich wieder in der basalen Mulde von West nach Ost eine fazielle Änderung kundtut. Den eintönigen Oberalmer Kieselkalken des Unkenbaches treten östlich der Linie Lofer—Goldener Zweig—Hochkranz bunte Mergelschiefer zur Seite und zweifellos gehören ihnen schon die petrographisch so ähnlichen Schichten am Loferer Alpweg unterm Loderbichlgut an. Die beschränkten Vorkommen heller, massigerer Kalkbänke mögen die östlicher so mächtige Fazies der Plassenkalke einleiten.

Die Gesteine der **älteren Kreide** wiederholen in der Trennung von tieferen Schrambach- und höheren Roßfeldschichten das normale Sedimentationsgesetz der Unkener, Berchtesgadner und Halleiner Gegend.

Es gilt die Endergebnisse aus diesen vergleichenden Betrachtungen über fazielle Differenzierung im oberen Saalachgebiet zusammenzufassen. Ich möchte sie dahin formulieren:

1. Das hier behandelte tirolische Gebiet liegt bereits vollständig jenseits des nordwestlich benachbarten Grenzsaumes zum bayrischen Triasbezirk; es gehört vollständig dem Berchtesgadner Faziesbezirk an.

2. Innerhalb des tirolischen Anteils ist in verschiedenen Stufen Heteropie zu spüren; deren Grenzen laufen in WSW—ONO (Karnikum, Rhät) oder aber in N—S (Lias, höherer Jura).

3. Innerhalb der tirolischen Unterlage ist vom Rhät an aufwärts eine gewisse Verarmung der Sedimentation gegen Südost durch Annäherung an litorale Verhältnisse unverkennbar; hier sind Lücken vorhanden und die Sedimente neigen im allgemeinen mehr dem Flachseetypus zu.

4. Auch die juvavischen Deckschollen haben heteropische Entwicklung. Bogenförmig legt sich um die mächtigste und monotonste Ausbildung von unverfälschtem Berchtesgadner Charakter (Hauptmasse der Reiteralm) zunächst eine Zone der „reduzierten Mächtigkeiten“ besonders von ladinischer und norisch-rhätischer

Stufe, dann ein Außenring mit Zlambachfazies der höheren Trias. Die reine Hallstätter Fazies ist nur mehr in spärlichen Linsen, doch diese unzweifelhaft an der Stelle ihrer ursprünglichen Heimat vorhanden.

5. Innerhalb der juvavischen Decke ist im Vergleich zu den von der mittleren Saalach geschilderten Verhältnissen eine gewisse Milderung der faziellen Gegensätze nicht zu verkennen. Ramsau- und Hallstätter Dolomit unterlagert die Zlambach-, Hallstätter- und Reiteralmfazies; die eigentümlichen Loferer Schichten sind nicht mehr niveaubeständig; die Zungen der abklingenden Hallstätter Entwicklung greifen in die Reiteralmserie über; auch die Lerchkogelkalke zeigen Anklänge an Reiteralmkalk.

6. Unterscheidungsmerkmale grundlegender Bedeutung trennen immer noch tirolische und juvavische Masse. Nur erstere erfreut sich einer beträchtlichen Menge jurassischer und altkretazischer Ablagerungen. Nur in letzterer ist Hallstätter- und Zlambachfazies und der typische Reiteralmkalk heimisch.

7. Und doch ist im Vergleich zum mittleren Saalachgebiet eine ganz bedeutende Annäherung von tirolisch und juvavisch zu verzeichnen. Die ladinischen Ramsaudolomite unterscheiden sich kaum; in der Basis treten Reingrabner Schiefer auf, die wir auch vom Untersberg, vom Lattengebirge und der nördlichen Reiteralm kennen; innerhalb des tirolischen Dachsteinkalkes liegen gelegentlich (südlicher Teil des Leoganger Steinberges, am Seehorn, Hundstod und häufig im Steinernen Meere) helle massige Partien, die dem Reiteralmkalk (= Hochgebirgskorallenkalk Bittners) nicht mehr fernstehen; das tirolische Rhät, noch im Loferer Steinberg selbständig entwickelt, verliert sich als fossilführende bunte Bänder innerhalb des Dachsteinkalkes; der basale Jura wird ärmer und bekommt ufergenäherte Züge; unterliassische Hierlatzkalke sind beiden Massen gemeinsam.

8. Diese Annäherung verstärkt sich senkrecht zu der in WSW—ONO streichenden isopischen Achse der Basis, im Vorschreiten gegen SSO. Nur in dieser Richtung kann das ursprüngliche Grenzgebiet von tirolisch und juvavisch gelegen haben.

D. Gebirgsbau.

Zwei tektonische Züge beherrschen den Bau der Berge zwischen Lofer und den Diesbacher Hohlwegen: die Tatsache, daß ein relativ „basaler", tirolischer Krustenteil von einem juvavischen Deckgebirge getrennt gehalten werden muß, ein Erfahrungssatz, hervorgegangen aus den Neuaufnahmen längs des gesamten Saalachverlaufes, dann die großzügige Muldung, welche zwischen den Steinbergen einerseits, der Hochkaltergruppe anderseits eingetieft, in ihrer nordwest-südöstlichen Richtung als unmittelbare Fortsetzung der weiten Unkenbachmulde betrachtet werden muß. Diese beiden Leitmotive müssen auch der folgenden Einzeldarstellung zugrunde gelegt werden.

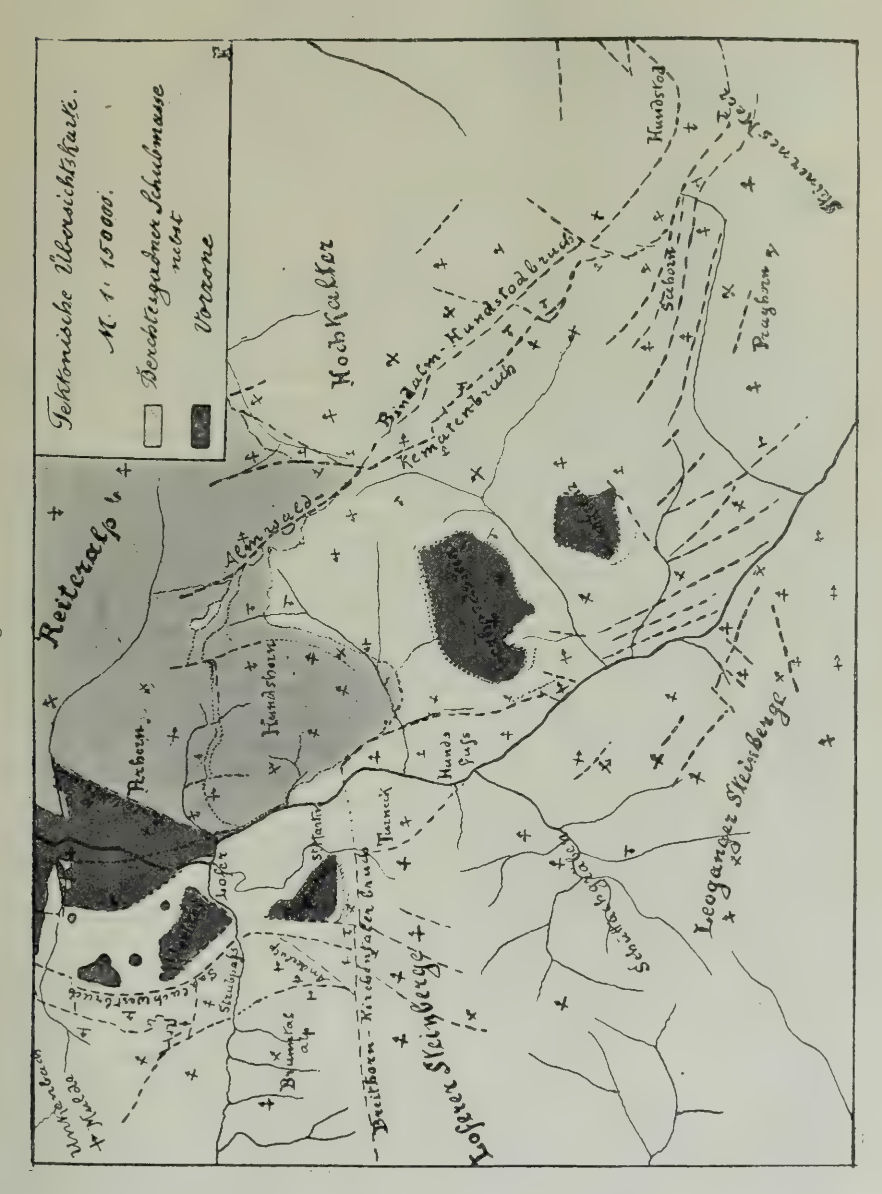

Tektonische Übersichtskarte.
M. 1:150000.
Berchtesgadner Schubmasse nebst
Vorzone
Reiteralp
Hochkalter
Hundstod
Kematenbruch
Hundshorn
Lofer
Loferer Steinberge
Leoganger Steinberge

Fig. 3.

I. Basales, tirolisches Gebirge.

(Westliche, südliche, östliche Muldenbegrenzung und Muldenkern.)

I. Westlicher Muldenrand.

a) Brunntal—Anderlalpscholle. — *b*) Der Loferer Steinberg. — *c*) Sattelzone der Schüttachgräben. — *d*) Der Leoganger Steinberg. — *e*) Turneck-Strubberg-Hundsfußscholle.

a) Brunntal-Anderlalpscholle.

Profiltafel II, Figur 8, Textfigur 5 und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 149, Figur 1.

Die Nordseite des Loferer Steinberges wird von einer ostwestlich ziehenden wichtigen Störungslinie durchschnitten, welche die Hauptmasse der Gruppe von einem niedrigen, nördlich vorgelagerten Schollenstreif abtrennt. Dieser „Breithorn-Kirchentalbruch“ — landschaftlich überaus wirkungsvoll in der unteren Steilstufe des Loferer Tales und dem unvermittelten Abbrechen des Turnecks und Strubberges am Paß Luftenstein gekennzeichnet — läßt sich zunächst am Weg von St. Martin nach Kirchental feststellen, wo Neokom an Hierlatzkalk grenzt, die Aptychenschichten also unterdrückt sind. Weit besser aufgeschlossen ist derselbe am Wechsel, an dem steil südfallende Aptychenschichten des Loferer Tales gegen 85° Nord fallenden Dachsteinkalk der Schwarzen Wand abstoßen; längs der steil nach Nord einschießenden Fläche sind die Aptychenschichten etwas überkippt und aufgeschleppt. Der Sprung setzt nun in seiner westlichen Verlängerung zunächst durch den Dachsteindolomit, dann bringt er (südlich) 30—45° N fallenden Dachsteindolomit mit (nördlich) 50—80° O fallenden Dachsteinkalk in Kontakt und dringt zwischen Eibl- und Breithorn mit deutlich sichtbarer, fast saigerer Kluft in die Dachsteinkalke selbst ein, innerhalb welchen er sich zu zerschlagen scheint. Immerhin mögen verschiedene Unstimmigkeiten an der nördlichen Flanke des Hinter- und Rothorns, vor allem zwischen Wurzköpfe und Glöcknerhörndl mit einem westlich ins Jägerkaserkar fortsetzenden Ausläufer in Zusammenhang stehen.

Der nördlich angelagerte Schollenstreif, der im östlichen Teil wenigstens an jener Gleitfläche mehr oder weniger stark in die Tiefe gezogen zu sein scheint, besteht selbst aus ungleichwertigen Bausteinen. Der allseitig isolierte Rauhenberg — auch morphologisch eine äußerst interessante Gestalt — soll als Deckeninsel erst später behandelt werden; sein Unterbau besteht aus jurassischen und kretazischen Schichten, die schon dem Muldenkern angehören. Westlich schließt sich zunächst eine kleine, schuttumhüllte Partie nordgeneigten Dachsteinkalkes an, die vielleicht auf steiler Schneehalde einst von der Schwarzwand zu Tal gefördert wurde. Dann finden wir dem 40—70° O fallenden Dachsteinkalk des Anderlkopfes ein schmales Band klüftigen Dachsteindolomits vorgelagert, vermutlich an steil O fallender Fläche heraufgepreßt.

In die Dachsteinkalke des Breithorns ist an der Anderalm eine kaum 300 *m* breite Serie junger Schichten eingeknetet in einer nord-

südlich streichenden Mulde mit steil gegen Nord ansteigender Achse. Buntes Rhät, Liashierlatz, Radiolarit und ein wenig Aptychenschichten, alle in stärkster tektonischer Reduktion, bezeugen jedoch zur Genüge, daß ehemals der ganze Loferer Steinberg unter jüngeren Sedimenten begraben war. Der östliche Rahmen dieser im Vergleich zu der nachbarlichen Synklinalengroßform zwerghaften Mulde ist dem jungen Kern aufgepreßt, die Mulde selbst ist nach West überschlagen.

Ein Teil der Störungen findet seine Fortsetzung jenseits des Strubpasses in den Hängen des Url- und Lachfeldkopfes. Auch hier hatte ich eine nachträgliche Anpressung der Grubhörndlscholle feststellen müssen; der vom saigeren Rhätkalk des Lachfeldkopfes steil überschobene Liasstreif in dessen Südwand ist das genaue Gegenstück der Anderalmmulde; die Störungen des Loferer Tales sind jenen der Lachfeldgasse konform.

An der Brunntalalpscholle, in welcher unter dem Dachsteinkalk der liegende Dachsteindolomit und wohl auch noch Raibler Dolomit hervorkommt, ist eine kuppelartige Verbiegung bemerkenswert, welche sich in dem Wechsel östlichen und nordöstlichen Fallens im Nordost und nördlichen bis nordnordwestlichen im westlichen Teil zu erkennen gibt. Solche unfertige Faltung ist innerhalb der Steinberge weit verbreitet und auf die innere Starrheit der Dachsteinkalkplatte, die dem Faltungsdruck sich nur unvollkommen fügen konnte, nachdem sie bereits einmal verbogen war, zurückzuführen. Wie trotz mangelnder Kontaktaufschlüsse aus der Kartierung im Strubtal abzuleiten ist, schwächt sich die bedeutende ostwestliche Störung von Waidring gegen Ost immer mehr ab, während westlich eine stratigraphische Sprunghöhe von mehreren Hundert Metern sich bei dem Heraushub von 300 *m* mächtigem karnischen Dolomit am Sockel der Kammerker berechnen ließ; nachdem das Profil Wirtshorn-Urlkopf (Profiltafel Figur 8) ganz normal zu sein scheint, muß es sich um eine Kippbewegung gehandelt haben.

b) Der Loferer Steinberg[1]).

Profiltafel II, Figur 8, Textfigur 4 und 5.

Die Hauptmasse des Loferer Steinberges läßt sich als eine große, nördlich bis nordöstlich geneigte Tafel Dachsteinkalkes auffassen, die im Norden von dem Breithorn-Kirchentalbruch abgeschnitten wird, während im Süden als normale Unterlage mächtiger Dachsteindolomit, Raibler Dolomit und in den Schüttachgräben auch noch (unterer) Ramsaudolomit, von der wuchtigen Gipfellast befreit, hervortauchen.

Der letzte östlichste Kammausläufer des Vorderhornzuges, das Turneck, ist längs einer wichtigen, die Schöttlscharte kreuzenden Senkverwerfung in die Tiefe gegangen und bildet mit Strubberg und Hundsfuß eine Scholleneinheit für sich. Der sondernde Bruch tritt am südlichen Gehänge schon von weitem hervor in dem Gegensatz der wild

[1]) Von den Steinbergen soll hier nur soviel zur Besprechung gebracht werden, als zum Verständnis des oberen Saalachgebietes wünschenswert erscheint.

eingerissenen, weißtrümmerigen Gräben im westlichen Dachsteindolomit zu dem gutgestuften Gemäuer des östlichen Dachsteinkalkes. Glattpolierte Ruscheln begleiten im Dürrnberger Graben die steile Bewegungsbahn. Da der Abschnitt des Saalachtales zwischen Dürrnberg und Oberweißbach genau in der Verlängerung dieser Störung liegt, ist der Schluß auf eine tektonische Erstanlage dieser Talstrecke nicht unberechtigt. In seiner nördlichen Fortsetzung verliert sich der Sprung zunächst im Schutt und innerhalb des klüftereichen Dachsteinkalkes, doch fand ich in steiler Wandrunse auf 850 *m* noch nordsüdlich streichende 80⁰ O fallende Gleitflächen, die einen kaum 1 *m* breiten Streifen von völlig zermalmten Lias zwischen gequetscht halten und genau mit der Richtung des zu erwartenden Durchstreichens der Störung zusammenfallen.

Die gewaltige Gipfelplatte wird durch einen NNO streichenden Riß in zwei Hälften zerlegt. Längs der nahezu senkrechten westlichen Wandflucht des Schwarzwand-Sattelhornkammes ist nämlich das östliche Plattenstück etwas abgesunken, und zwar auf der nördlichen Strecke etwas beträchtlicher wie südwärts, ein Vorgang, der sich von dem gewöhnlichen Aufstieg zur Schmidt-Zabierow-Hütte aus längs des Kontakts von Dachsteindolomit (westlich) und Dachsteinkalk (östlich, beide schwach NNO fallend) gut beobachten läßt. In diesem Bruch liegt einer der sich nach Süden stark abschwächenden Endäste des Saalachwestbruches vor, der das Loferer Tal noch mit der gewohnten Energie durchfurcht, wie an dem jähen Niederbruch von oberem Jura und älterer Kreide gegen Dachsteindolomit und Kalk deutlichst gezeigt ist.

Während die westliche Gipfelpartie nur von geringfügigen Verbiegungen im Rothorn-Mitterhornkamm betroffen wurde, sonst äußerst einförmigen Baues ist (gewöhnlich N 10—25⁰ O-Fallen mit 10—35⁰ Neigung), erscheint die östliche mehrfach eingedellt und viel stärker zerbrochen. Eine Einbeugung macht sich zwischen Sattelhorn und Turneck (am Sattelhorn O-Fallen mit 15—20⁰, am großen Ochsenhorn NO-Fallen mit 25—35⁰, am Vorderen Ochsenhorn N-Fallen mit 20⁰, am Vorderhorn N 20⁰ W-Fallen 50⁰, am Turneck NW-Fallen 35—40⁰) wieder in jener unvollkommenen Weise geltend, deren Gegenstück in dem halben Kuppelsattel des Breit- und Eiblhorns oben geschildert wurde.

Eine starke innere Zerrüttung längs vorwiegend N 10—15⁰ O streichender Schütterbahnen ist mir gelegentlich der Überschreitung des Ochsenhorn-Vorderhornkammes nicht entgangen; die namhafteren dürften an der Manndlscharte westlich des vorderen Ochsenhorns, dann gedoppelt am Traunsteig gelegen sein, jedesmal durch fast saigere Ruschelflächen, schutterfüllte Kamine und Spalten und zermürbtes, bräunliches Gestein gekennzeichnet. Es ist nicht unmöglich, daß diese Flächen mit den gleichgerichteten Blattverschiebungen der Kammerker in näherem Zusammenhang standen.

c) Sattelzone der Schüttachgräben.

Textfigur 4.

Zwischen die Steinberge schiebt sich eine grübendurchpflügte Dolomitzone ein, die wenigstens im östlichen Teil rasch eine sattel-

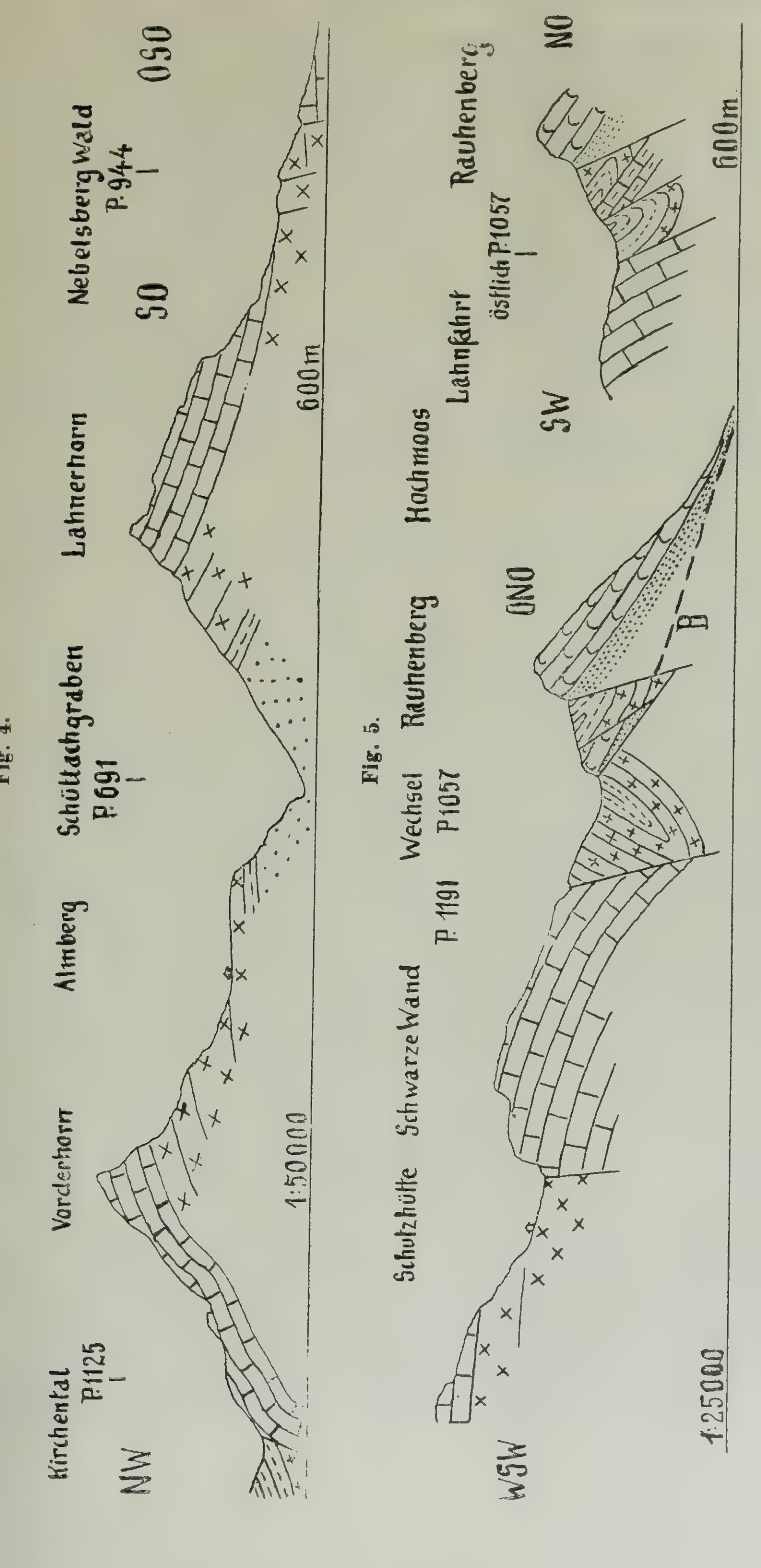


Fig. 4.

Fig. 5.

Zeichenerklärung siehe Profiltafel II.

förmige Aufwölbung zwischen beiden Gipfelmassiven erkennen läßt. Dem nördlichen Einfallen der Südhänge des Loferer Steinberges (an der Vorderkaserklamm NNO-Fallen mit 35°, am Roßruck NO-Fallen 40°, am Ödenberg NNO-Fallen 30°) steht südliche Neigung der Schichten an der Dalsenalp (mit 50°), wie am Lahnerhorn (10—30° Fallen nach OSO) gegenüber; das Reingrabner Band läßt in seinem gedoppelten Ausstrich die Spannweite des Gewölbes gut verfolgen.

Aus der Karte könnte entnommen werden, daß sich diese breite Zone tektonischer Ruhe erfreut. Tatsächlich ist, wie man auf Schritt und Tritt sich überzeugen muß, weit eher das Gegenteil der Fall. Unzählige Klüfte, Risse und Zerreibungspartien durchziehen den Dolomit; auch die stark schwankende Mächtigkeit des Dachsteinsdolomits wird kaum allein auf Rechnung stratigraphischen Wechsels zu setzen sein. Es ist aber innerhalb der Dolomitmasse, die irgendwelcher fossilführender oder petrographischer Leitzonen entbehrt, unmöglich, dem gewiß komplizierten Bau im einzelnen nachzugehen.

d) Der Leoganger Steinberg.

Profiltafel II, Figur 3, Textfigur 4.

Mit dem Loferer Steinberg teilt die Gipfelregion und der Nordhang dieser Gruppe das Geschick, bisher völlig einer geologischen Durchforschung entraten zu haben, während der Südfuß allerdings schon seit längerem die Aufmerksamkeit von Forschern wie Mojsisovics, Fugger, Skuphos und Böse an sich gezogen hatte. Lediglich H. Cranz hat gelegentlich einer touristischen Monographie des Leoganger Steinberges auch einige wertvolle Beobachtungen über Bau und Morphologie veröffentlicht und meine Wanderungen konnten mich nur von der Richtigkeit der erwähnten Schilderung überzeugen. Cranz bemerkte bereits die sattelartige Wölbung, die zuerst in der „Reifen“ umgürteten nördlichen Steilflanke des Birnhorns sich kundgibt (Westseite mit Fallen nach N bis N 10° W von 20—30°, Ostseite (O-Fallen 25°), dann im Kuchelhorn (NW-Fallen 20°) und Metzhörndl (O-Fallen 30°) zum Ausdruck kommt und noch im Gegensatz des Schichtverflächens von der Pfannwand (nordwestliches Fallen) und Lochwand (östliche Neigung) zu erkennen ist. Diese Hebungswelle wird von einer nicht unerheblichen, spießeckigen Verwerfung von ostwestlichem Streichen durchschnitten, welche südlich der Schoßhörner die liassischen Hornsteinkalke der Hochgrubalpe jäh begrenzt und absinken ließ gegenüber dem hoch emporragenden nördlichen Kamm aus stark verbogenem Dachsteinkalk (Fallen am Schoßhorn NO bis O mit 30—60°; am nordöstlichen Fuß kräftige Umbiegung nach NNW mit 30° Neigung).

Dieser Kuppelwölbung steht in der vorgeschobenen Masse des Lahnerhornes eine Einmuldung gegenüber. Denn während am nordwestlichen Bergrand östliches und ostsüdöstliches Fallen zu messen ist, beobachtet man gegen die Heitzmannscharte sowie im unteren Nebelsberg(Ebersberg)wald nördliche Neigung der Bänke; eine nach ONO abgebeugte Dellachse ergibt sich daraus.

Der südliche Steilrand des Lindauwaldes gestaltet sich dadurch

etwas verwickelt, daß mehrfach Einzelschollen gegen Ost abgebrochen sind; besonders an einer der Flächen, die am Riesenkopf in praller, glattgescheuerter Wand erschlossen ist, läßt sich dieser die Achsensenkung unterstützende Vorgang auf den ersten Blick wahrnehmen. Eine wichtigere Störung ist jedoch zwischen Rothorn und Lahnerhorn zu suchen; der nordöstlich fallende Dachsteindolomit des mittleren Nebelsbergkars stößt nämlich jäh an gleichgeneigte Dachsteinkalke des Rothorns ab und diese Störungszone zieht mehrfach um geringe Beträge verschoben quer über das Kar bis östlich des Jagdhauses fort, wo kräftige Schubstörungen der nordöstlichen Richtung die Verwerfung abschneiden. In den wilden, unwegsamen Gräben der östlichen Schoßgrube sind die Risse, die immer wieder Kalk und Dolomit in anormalen Kontakt bringen, leidlich gut entblößt und als 60° SO fallende Flächen zu vermessen.

Im untersten Teil des Nebelsbergkars ist dieser gesamten Bergmasse ein tiefer versenkter Schollenstreif 30° N fallenden Dachsteinkalkes vorgelagert, dessen Senkbahn am P. 944 als 70° N geneigte Ebene zu sehen ist. Diese Verwerfung wie jene am Riesenkopf ist insofern bemerkenswert, weil sie sich noch recht gut dem großzügigen Bauplan des mittleren Saalachgebietes (tektonische Tieferlegung des basalen Gebirges gegen die Saalach zu) einfügt.

e) Turneck—Strubberg—Hundsfußscholle.

Profiltafel II, Figuren 2 und 7.

Zwischen die Masse der Steinberge und den Muldenzug der jungen Schichten im Osten schiebt sich, von der Saalach auf der Strecke Kleberbauer—St. Martin in einer energischen Erosionsfurche zersägt, ein zusammengehöriger, allseitig tektonisch umgrenzter Schollenblock ein. Seine nördliche und westliche Bruchbegrenzung (Verlängerung der Kirchentaler Störung und Schöttlschartensprung) wurden bereits besprochen, so daß nur die östliche Linie geschildert werden muß, eine erstklassige Leitfläche, deren Bewegungsmechanik bei ihrer vortrefflichen Erschließung ungeteiltes Interesse erheischt.

Zuerst macht sich die Störung am Wege von St. Martin nach Wildental dadurch bemerkbar, daß zwischen dem rhätischen Dachsteinkalk des Strubberges und den Aptychenschichten Strohwollns der Lias tektonisch unterdrückt ist; in einem kleinen Wasserriß unter dem markierten Steig sieht man auf 45° NO geneigter Fläche Aptychenkalke (NNO fallend mit 40—45°) auf Dachsteinkalk geschoben. Der nächste Aufschluß ist im Wildenbachtal gleich hinter der Klamm gelegen. An den 40—50° N fallenden Dachsteindolomit, der im Norden ganz normal von Dachsteinkalk auf der Höhe des Strubberges überlagert wird, lehnt sich an einer 50° NO geneigten Fläche ein Zwickel Dachsteinkalkes, der gleichflächig am Wege zum Goldenen Zweig von zerquälten schwärzlichen und bunten Kalkschiefern des Tithons und Neokoms überkleidet wird. Das südwärts zu dem erwähnten Sattel emporziehende Tälchen enthüllt Aufschluß an Aufschluß: erst Neokom über Dachsteinkalk, dann ein 10—20 *m* breites Band von zerrütteten Aptychenschichten (30—40° NNO fallend) auf Ramsaudolomit; mehrfach,

so am schönsten auf 980 *m* ist die Gleitbahn als spiegelglatte 45° ONO geneigte Ruschelfläche zu sehen. Auch jenseits des Goldenen Zweiges bis gegen die Gföllwiesenalm ist kein Zweifel möglich, daß die Aptychenschichten nur mäßig steil über den Ramsaudolomit geschoben sind. Oberhalb des westlichen Gföllwiesalpls wird dann die Störung unvermittelt von einem kreuzenden Quersprung der nordöstlichen Richtung abgeschnitten, der links (nordwestlich) Dolomit, rechts (südöstlich) klüftigen Dachsteinkalk miteinander in Berührung bringt. Aber wenig über dem Saalachufer an waldigem Steilhang hinter einem kleinen Hüttchen läßt sich feststellen, daß auch hier wiederum Dachsteinkalk unter halbem rechten Winkel zermürbtem Ramsaudolomit bei Ost geneigter Trennungsfläche tektonisch aufruht. Der kreuzende Sprung übersetzt geradlinig die Saalach zum Lamprechtsloch hinüber, wo man sich leicht überzeugen kann, daß tektonische Zertrümmerung den ersten Anlaß zu der nicht unbeträchtlichen Höhlenbildung gegeben hat.

Fassen wir die Beobachtungen über die wichtige Hauptstörung zusammen, so erscheint eine Absenkung des östlicheren Kerns der Großmulde an mäßig steil ostgeneigter Gleitbahn das wesentliche zu sein. Der tektonisch tiefstgelegene Teil der Gegend deckt sich somit nicht mehr wie an der mittleren Saalach mit dem heutigen Verlauf des Flusses, sondern ist östlich desselben mehr in den eigentlichen Muldenkern hinein verlagert. Diesem Hundsfußbruch kommt die Bedeutung des Saalachwestbruches zu, als deren wichtigster dritter, nach Ost verschobener Ast er auftritt.

Über den eigentlichen Schollenblock, der aus verschiedenaltrigen, aber schwer trennbaren Dolomiten besteht, ist nur soviel zu sagen, daß in ihm die Fortsetzung der Sattelzone der Schüttachgräben vermutlich zu suchen wäre; an Schichtung nimmt man jedoch nur nördlich der Kleberau ostwestliches Streichen und wechselnd steiles (meist ±45°) Fallen nach Nord wahr.

2. Südliche Muldenumrahmung.

(Ausläufer des Steinernen Meeres.)

Profiltafel II, Figuren 4, 5 und 6.

Auch von diesen Bergen soll in der vorliegenden Arbeit nur so viel eingehender besprochen werden, als in den Hängen des Prag- und Seehorns und in den die Saalach begleitenden Ausläufern des Kopf- und Fußsteins der unmittelbare Muldenrahmen gegeben ist. Am Aufbau ist norischer und rhätischer Dachsteinkalk mit aufsitzendem roten und grauen Lias, an der südlichen Basis auch Dachsteindolomit beteiligt.

Daß man es hier mit dem natürlichen Ende einer steil ansteigenden Synklinale zu tun hat, geht schon aus dem allgemeinen Schichtverflächen hervor, da an dem Gehänge von Frohnwies regelmäßig Fallen nach NO (25—35°), am Kopfstein ebensolches Fallen nach Nord, gegen die Gipfelmasse des Prag- und Seehorns aber nord-

westliche Neigung zu messen ist, während in den abschüssigen Mauern des Brunnkopfes und der Kammerlingwände der Kalk mit 60—85° westlicher, beziehungsweise südwestlicher Neigung in die Tiefe stürzt.

Ausläufer des Muldenkerns greifen nun auf das mannigfaltigste in den Bord ein und führen so eine innige Verzahnung des jungschichtigen Muldeninneren mit den mächtigen Dachsteinkalkmassen des westlichen Steinernen Meeres herbei. Es kommt dieser so einfach zu überblickenden Tatsache eine gewisse regionaltektonische Bedeutung zu; hat doch Haug das Steinerne Meer zur „Dachsteindecke" gerechnet wissen wollen, während die jungen Schichten als Ausläufer der Unkenbachmulde naturgemäß zur relativ tiefsten „bayrischen" Decke gehören müßten; er verlangt also da, wo das Ineinanderverfließen von Muldenkern und Muldenbord so wunderbar klar und einfach erschlossen ist, eine Trennungslinie ersten Ranges. Hier wie im Hagengebirge stößt Haugs gewalttätige Phantasie und die schöne, ebenmäßige Wirklichkeit hart aufeinander.

Die Synklinoriumsverknüpfung wird nur dadurch sekundär etwas verschleiert, daß eine große Anzahl von annähernd parallelen NW (beziehungsweise WNW)—SO (beziehungsweise OSO) streichenden Störungen die Schichten durchsetzen, fast ausnahmslos der Art, daß gegen NO zu eine scheinbare Heraushebung von Schollenstreifen bewirkt wird.

So trifft man denn auf dem Jagdsteig von der Prechlalp über Fußsteinwand-Kopfstein zur Jagdhütte auf der Kallbrunnalp und von da über Diesbachsee zum Seehorn immer wieder das gleiche Bild: man sieht zuerst den Dachsteinkalk von rotem und grauem Liashierlatz mehr oder minder gleichförmig überlagert, stößt gleich darauf wieder auf eine Steilwand von Dachsteinkalk, der seinerseits wieder von Lias überzogen wird usf., so daß man zwischen Saalach und Kematenalp etwa 16mal tektonische Wiederholungen zählen kann, von kleinen und kleinsten parallelen Sprüngen abgesehen, die den klüftigen Fels durchfurchen.

So richtig in vielen Einzelheiten die ältere Beobachtungsreihe Geyers sich erweist, der einen freilich allzugroßen Teil der Unregelmäßigkeiten im Auftreten des Hierlatzkalkes auf primäre, präliassische Lagerungskomplikationen zurückführt, so wenig kann hier daran gezweifelt werden, daß die in Frage stehende Summe von Störungen recht jugendlichen Charakter besitzt.

Die Mechanik der tektonischen Bewegungen liegt freilich nicht überall klar zutage, doch sah ich immerhin günstige Aufschlüsse genug, um darüber zu einem Urteil kommen zu können.

So traf ich in dem klammartigen Bachriß, der von Pürzlbach gegen die Prechlalp herabzieht, auf mehrere glattgeschliffene Störungsflächen der beschriebenen Art, die ich als N 30—40 W streichend, 70° NO fallend vermaß. Dagegen fand ich im Graben nordöstlich der hinteren Pürzlbachmühle eine N 20 W streichende, fast saigere Steilwand mit 40° S fallender Streifung und vorgelagertem schwarzen Lias. Wenige Schritte über dem markierten Steig von der Diesbachmühle zur Kallbrunnalp gelangt man des weiteren auf 1180 *m* zu

einer Runse, welche sich längs einer N 80 W streichenden 65⁰ NNO fallenden, glattgescheuerten Bewegungsfläche in den Berg gefressen hat; das der Fläche anlagernde Gestein (rhätischer Dachsteinkalk) ist vollständig zermalmt und zu rotgefärbter Brekzie verkittet; jenseits der Diesbachschlucht sieht man die Fortsetzung dieses Sprungs den westlichen Hang des Rauchkopfes in schutterfüllter Rinne durchspalten. Nördlich der Diesbachwiesen hebt sich in gewaltiger Steilflucht die Südflanke des Seehorns empor, an deren schuttbeladenem Fuß verschiedentlich roter Lias hervorsieht. Am Kontakt zum Dachsteinkalk der Wände läßt sich zwischen Diesbachalm und Klause eine Bewegungsfläche von ostwestlichem Streichen und 75⁰ nördlichem Fallen feststellen, doch gleich westlicher liegt ein Sporn von Dachsteinkalk bedeutend flacher auf überschobenem Lias.

Recht instruktiv sind die Verhältnisse rund um den weltverlassenen Diesbachsee. Am Südufer liegt ein Versinktrichter nahe der Stelle, wo eine N 74⁰ W streichende, nahezu saigere, polierte Wandfläche an den See herantritt; sie läßt sich östlich längs eines Krummholzdurchhaues bis über den Hauptkamm verfolgen und tritt auf der Südseite sofort wieder mit einer markanten Steilstufe hervor; die Bänke nördlich des Sprunges fallen hier westlich, jene südlich desselben nördlich ein. Am West- und Ostufer des Sees trifft man roten und braungrauen, oft hornsteinreichen Lias, desgleichen noch in einem schmalen Streif am Nordufer, von äußerst brekziöser Beschaffenheit; er lehnt sich mit einer WNW streichenden, 80⁰ nordfallenden Trennungsfläche an hochaufragenden Dachsteinkalk. Die Nische des von Schneeschmelzwasser gespeisten Sees verdankt somit tektonischen Bewegungen ihre erste Anlage.

In der Gipfelmasse des Seehorns sieht man in der Südwand nochmals eine N 65⁰ W streichende, 70⁰ NO geneigte Fläche durchstreichen, längs der Dachsteinkalk auf Lias ruht; südwestlich vom Gipfel ist eine kleine Spezialmulde aus rotem und grauem Lias (WNW fallend 25⁰) wiederum steil vom Dachsteinkalk des Gipfels überwältigt. Auch die steil ansteigende Hauptmulde der Kematentretter ist nicht mehr ungestört in ihre Unterlage eingebettet; sie scheint vielmehr an westnordwestlich verlaufenden Störungsflächen geradezu in den Berg hineingepreßt; der rote Lias wurde dabei verschiedentlich geschleppt, zermalmt und stellenweise ausgedünnt, dann wieder zu unregelmäßigen Linsen zusammengeschoppt.

Überprüfen wir diese Einzelbeobachtungen auf ihre Gesetzmäßigkeit, so müssen wir zu dem Schluß kommen, daß in erster Linie eine gegen SW vordrängende Kraft tätig war, deren Auswirkung heutzutage in steiler Überschiebung mit Rändern senkrecht zur Kraftrichtung, daneben (so an der Kematenschneid) an untergeordneten Horizontalverschiebungen im Sinne dieser sich geltend macht.

3. Östliche Muldenbegrenzung (Hochkaltermasse).

Profiltafel II, Figuren 2, 3, 4, 5. Textfigur 1 in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 149.

Blickt man vom schneidigen Südgrat des Hochkranz etwa oder vom Seehorn hinüber nach Nordost gegen die Hochkaltergruppe, so

drängt sich die Vorstellung auf, daß einem Gewölbe die gigantischen Quadern des Dachsteinkalkes angehören, dessen kaum unterbrochene Plattenflucht von dem zackigen Gipfelkamm bis zu den begrünten Matten der Kammerling- und Kematenalp sich hernieder beugend normal unter die jüngeren jurassischen Sedimente taucht. Nur an einer Stelle, auf etwa 2050 *m*, durchzieht ein unscheinbares Geröllband, nach Ost mit dem Hochkar des Ochsenalpls verschmolzen, das Gemäuer. Diese Verebnung ist es nun, die den Weg einer der bedeutsamsten Störungslinien der Berchtesgadner Alpen verrät; die Strecke, welche auf unser Gebiet entfällt, ist auf der Übersichtsskizze als Bindalm—Hundstod „bruch“ [1]) bezeichnet worden. Längs dieser Störung, die vom Hirschbichl westlich des Karlkopfes zum Ochsenalpl, über Wimbachscharte zum Nordfuß des Hundstods zu verfolgen sein wird, hat sich senkrecht zur Wölbungsachse eine gewaltige Massenverschiebung derart vollzogen, daß das nordöstlich angelagerte Gebirge längs einer N 30—50° W streichenden und 55—70° NO einfallenden Zerreißungsebene gegen das Muldeninnere vorbewegt wurde. Dadurch kommt nun in weiter Erstreckung das Liegende des Dachsteinkalkes, der Dachsteindolomit, der selbst wieder als antiklinalen Kern Reingrabner- und Ramsaudolomit birgt, über dem zurückgebliebenen Liegendschenkel aus Dachsteinkalk zum Ausstrich.

Das ganze Ochsenalplkar ist von schlechtgeschichtetem Dolomit erfüllt, der östlich den Kamm vom kleinen Gamsfeld zum Alplhorn, die Palfelhörner und die Kühleitenschneid erbaut, sich allmählich ausdünnend, aber auch längs der hohen Gänge bis zum Karlboden verfolgen läßt. Wenige Meter nördlich des vielbegangenen Steigs zum vorderen Kammerlinghorn ist nahe der Landesgrenze sogar eine besonders instruktive Stelle erschlossen, wo 40° WNW fallender Dolomit an N 40° W streichender und 45° nach NO einschießender, glattpolierter und gestriemter Fläche auf 50° W fallenden Dachsteinkalk geschoben ruht. Nahe der Störung zeigt sich der Dolomit auf das stärkste mechanisch beeinflußt, neben gelben mürben Partien treten „Rauchwacken“ und echte Dislokationsbrekzien auf, die gar nicht selten rote und gelbe Hornsteinsplitter führen, offenbar die letzten Überbleibsel überfegter jurassischer Liegendgesteine, da solche sonst dem Dachsteindolomit vollkommen fremd sind. Nach kurzer Unterbrechung im schutterfüllten Kleineiskarl kommen dieselben Dolomite nahe der Mittereisalpe wieder zutage und ziehen verstärkt durch Raibler Dolomit gegen die Hirschbichlstraße hinunter, auch hier noch, wie man sich in dem ersten von SO kommenden Bachriß nach Passieren der bayrischen Grenze überzeugen kann, gegen den südlichen Dachsteinkalk steil herangepreßt, dagegen im Norden an der Bindalm normal von WNW fallendem Dachsteinkalk der Klauswand überlagert. In der südöstlichen Strecke der Störung tritt in dem Bewegungsmechanismus insofern eine Änderung ein, als von der Wimbach-

[1]) Weder der Breithorn—Kirchentaler „Bruch“, noch der Almwald—Kematen-„bruch“ oder der Bindalm—Hundstod „bruch“ ist Bahn einer echten Verwerfungsbewegung.

scharte ab Versteilung erfolgt; in der großartigen Westwandflucht des Hundstods folgt die Bahn einem nahezu senkrecht verlaufenden Rinnensystem. Nur wenige unwichtige Staffelungen sind zu bemerken, einmal jene südlich der Mittereisalpe, dann die markantere an der Wimbachscharte längs eines kreuzenden Bruchs, der in nordöstlicher Richtung hinabziehend die Schuttrinne des Loferer Seilergrabens entstehen ließ.

Es muß hier volle Anerkennung finden, daß bereits Gümbel, besonders jedoch Geyer, das Vorhandensein dieser mächtigen Störungszone ahnte. Beide suchten sie freilich viel zu tief im Eiblbach- oder Weißbachtal und auch noch die 1907 erschienene geologische Spezialkarte schließt sich dieser irrigen Ansicht an; da, wo dieselbe den „Unteren Dolomit" (der hier in Wirklichkeit „Oberer", d. h. Dachsteindolomit ist) in großer Verbreitung verzeichnet, befindet sich tatsächlich das Muldentiefste (oberer Lias) der Seehornsynklinale.

Die von Nordost her wirkende Schubkraft macht sich noch in einer zweiten Störungszone fühlbar. Die von Dachsteindolomit überschobene Randmauer des Karlbodens, Prunnerkopfs und Sigeretkopfs, deren Dachsteinkalke sich in steiler Flexur von 40 zu 85° gegen das Tal neigen, ist nämlich selbst wieder ein Stück weit über den teilweise überkippten Lias vorgerutscht und innerhalb des letzterwähnten ist fast jede Schichtfläche zur Gleitfläche geworden. Am schönsten läßt sich dies am Aufstieg von der Kammerlingalp zum Ochsenalpl beobachten: östlich P. 1397 sieht man unter die jäh abfallende Wand des 70° WNW geneigten Dachsteinkalkes 30° N fallenden roten Lias flach in den Berg einschießen und dieser selbst liegt, wie das ein kleiner Bachriß etwas tiefer aufzeigt, wieder auf mittelliassischen Kieselkalken und schwarzem oberen Lias. Gelegentlich hat die Überwälzung auch Teile des Dachsteinkalkes ergriffen, so daß man dann, so westlich des Karlbodens gegen den Hirschbichl zu wie ebenso am Sigeretkopf, das ganze Schichtpaket vom Dachsteinkalk zum oberen Lias verkehrt gelagert antrifft.

Auch die prächtigen Aufschlüsse im Hintergrunde der Kematenalm lassen trotz kleiner und kleinster Verschiebungen keinen Zweifel über eine im wesentlichen gleiche Bewegung der Massen, die offenbar eine Folgeerscheinung des erstgeschilderten Störungsphänomens darstellt. Ich habe jene bis jetzt nur zur Kematenschneid sicher verfolgen können, es erschiene jedoch nach der Lagerung südlich des Hundstods recht wahrscheinlich, daß dieselbe zwischen der Gipfelmasse dieses Berges und der vorgelagerten Schulter des Diesbachecks und kleinen Hundstods fortgesetzt zu denken ist, eine Annahme, die jedoch weiterer Untersuchung bedarf[1]). Einige Querstörungen sind schuld für nicht unbedeutende Staffelung (an der Mooswachtwand mit schöner Schleppung des Lias); sie verursachen auch westlich der Wimbachscharte eine bedeutende Annäherung der beiden großen Störungszonen, so zwar, daß hier die gesamterschlossene Mächtigkeit des Dachsteinkalkes zwischen Dolomit und Lias bis auf 50 *m* herabsinkt.

---

[1]) Anhaltend ungünstige Witterung hatte mir die Ausführung von Revisionstouren in diesem Gebiete leider immer wieder vereitelt.

Über die Hochkaltermasse selbst sei innerhalb des Rahmens dieser Arbeit nur weniges gesagt. Die alte Meinung Gümbels, daß Hochkalter und Watzmann sich zu einem Kuppelsattel ergänzen, indem bei ersterem nordwest- bis westnordwestliches, bei letzterem nördliches und nordöstliches Fallen von mittleren Winkeln die Regel sei, kann nur bestätigt werden. Diese unvollkommene Faltung ist ein getreues Seitenstück zu den Verbiegungen, wie ich sie in den Steinbergen mehrfach nachweisen konnte. Die Achse dieser Kuppelwölbung aber streicht schiefwinklig gegen die überschiebende Welle der Bindalm-Hundstodlinie heran und bricht dort jäh und unvermittelt ab. Der der letzteren entsprechende Massenverschub ist unverkennbar jünger wie die bayrische Faltung, der nach Analogie mit nachbarlichen Verhältnissen jene unvollkommene Verbiegung zugewiesen werden dürfte.

Von kleinen Senk- und Schubstörungen abgesehen ist die Hochkaltermasse ruhigen Baues, so daß ein Querprofil vom Wimbachgries gegen den Hirschbichlklausgraben alle Schichtglieder von der ladinischen Stufe zum oberen Jura mit nordwestlicher Neigung aufeinanderliegend anträfe. Ja an der Engertalm hat sich, allerdings etwas eingebrochen, ein Rest der ursprünglichen altkretazischen Bedeckung erhalten. Erwähnung verdient die Querstörung des Loferer Seilergrabens nochmals deswegen, da östlich derselben ein energischer Wechsel des Schichtverflächens sich kundtut. Soweit nämlich in den schlechtgebankten Dolomiten der Palfelhörner eine Beobachtung ermöglicht ist, läßt sich feststellen, daß die gesamte Masse von Dolomit mitsamt dem eingeschlossenen Schieferband mit 30° WSW fallend aufgerichtet ist, während am Alplhorn nordwestliche, an der Kuhleitenschneid wiederum nördliche Neigung herrscht.

Als eine im Kern gerissene und mehrfach in sich überschobene Sattelwelle haben wir so die südöstliche Muldenrahmung zum Hirschbichl verfolgt. So grundlegend nun auch die nach NNO von hier zur Engertholzstube streichende Diagonalstörung [1]) für das Verständnis der Tektonik dieser Gegend ist, so vermag sie doch nicht den ursprünglichen Bauplan völlig zu verwischen. Unter die deckenförmig ausgebreitete Masse Ramsaudolomits der Laimbichlhörner zieht in nordwestlicher Richtung die basale Sattelung hinein, Aptychenschichten und Neokom, auf österreichischer Seite steil SW geneigt, auf der bayrischen jenseits der abgeschürften Wölbung an der Hirschbichlstraße nord- bis nordostfallend, helfen mit die antiklinale Achse festzulegen; im ganzen weiteren Verlauf der Almwald-Hirschbichllinie bis zum Fenster der Almwaldalm sind ältere Neokom-(Schrambach-) Schichten von der Decke überfahren, während der Muldenkern des Wildenbachtales mächtige jüngere Roßfeldschichten birgt. Und denken wir unter der Deckenlast die Sattelung nach Nordwest sich fortsetzend, so stoßen wir jenseits der Saalach in dem basalen herausgehobenen Jura des Tälernalprückens, herausgehoben offenbar schon vor der wieder einnivellierenden Deckenübergleitung, auf die natürliche Weiterführung der Welle. Die Faltung, welcher

[1]) Vergl. G. Gillitzer, a. a. O. pag. 211 u. folg.

dieser Sattel wie die westlich vorgelagerte Mulde angehört, die „Waidringer Faltung“, wie ich sie 1910 kurz bezeichnete, ist präjuvavisch.

4. Muldenkern.

Profiltafel II, Figuren 2, 3, 6, Textfigur 5.

Das durch die besprochene Bergesumrahmung eingeschlossene Gebiet zwischen Lofer und Seehorn läßt sich als eine gewaltige Synkline mit nordwest—südöstlich verlaufender Achse auffassen. Dieses basale Becken wird naturgemäß von den jüngsten tirolischen Schichtgliedern, höherem Jura und älterer Kreide erfüllt, nur im Südost gelangen bei Achsenanstieg unter einem schmächtigen Streifen Radiolarits die düsteren Gesteine des oberen Lias zur Vorherrschaft.

Eingehendere Untersuchung belehrt gar bald, daß die tektonische Großform im einzelnen auf das intensivste gestört ist, nicht sowohl unter der Einwirkung des primären Faltenwurfs als sekundär durch den gewaltigen Druck der überfahrenden Decklast. Dieses Zerstörungswerk, vielleicht in jüngster Zeit oftmals unterstützt von tertiären Entlastungsbewegungen der Massen, sobald nur die gequälte Unterlage nach erosiver Zerstörung der Decke wieder aufatmen konnte, gibt sich fürs erste in starker, scheinbar regelloser Kleinfaltung der Schichten zu erkennen. Man braucht nur einmal die steilen Runsen der Laimbichlgräben mit dem Kompaß in der Hand zu durchsteigen, um rasch einen Einblick in die der Achsenrichtung wie der Intensität nach so überaus schnell wechselnde Verfältelungsmechanik zu gewinnen, ein Bild, das auf Karte und Profilen nur sehr abgeschwächt und schematisiert zur Darstellung kommen konnte. Auch der schwarze Lias zwischen Kallbrunn-Kematen und Kammerlingalm zeigt in kaum geringerem Maße dieselbe Verquälung, als deren hervorstechendster Charakterzug es anzusehen ist, daß wie bei der unvollkommenen sekundären Verbiegung der Plateautafeln aus Dachsteinkalk im Großen, so hier im Kleinen asymmetrische „Halb“falten vorherrschen.

Es ist aber durchaus nicht überall bei solch unvollständiger Schichtenverbiegung geblieben, vielmehr erzwang die stauende Kraft gar oft Ruptur, die heute als schuppenartige Störung in Erscheinung tritt. Die schönsterschlossene dieser Art, am Südrand des Kirchentaler Rauhenberges gelegen, soll durch die beigefügte Textfigur 5 erläutert werden. Westlich des Wechsels liegt eine einfache, nach Nord überkippte Mulde von Neokom mit 50° südlicher Neigung und Aptychenschichten (im Norden SO fallend 40°, im Süden 50—60° S fallend) vor, die im Süden von dem wichtigen Kirchentaler Bruch abgeschnitten wird. Entlang der felsigen Mauern in der Westflanke des Rauhenberges zieht wieder ein Sprung von der Hackenschmiede zum Wechsel herauf, in seiner Richtung auf die Senkverwerfung jenseits des Strubtales am Westrand des Lerchkogels deutend. Der Bruch verläuft in Nord-Süd bis N 20° W—S 20° O und ist südlich des Wechsels an dem gut sichtbaren Kontakt von buntem Rhät (östlich) zu Aptychenschichten (westlich) fast saiger, nördlicher mehr oder weniger Ost fallend wahrzunehmen.

Östlich dieses meridionalen Sprunges sind die tektonischen Verhältnisse um vieles komplizierter. Ich glaube sie nur dahin deuten zu können, daß von Nord oder Nordost her Anpressung eines doppeltgemuldeten Schichtpakets von Jura und Kreide unter solch starkem Druck erfolgte, daß in der in der Mitte gelegenen Sattelung der Doppelmulde Zerreißung eintrat und der Lias — hier aus klotzigem roten und weißen Kalk bestehend — auf nordwärts geneigter Gleitfläche zwischen die Aptychenschichten (hier größtenteils mergelig) hindurch in das Neokom hineingestoßen wurde, so daß der Lias nach Art eines selbständigen Schubkeiles auftritt. Man beobachtet nämlich, daß der 10—20 *m* dicke Liasstreifen mit mäßig steil bergeinwärts fallender Fläche von Neokom, über welchem östlicher bunte Aptychenschichten sichtbar werden, unterlagert wird und nach Überkletterung der Steilstufe trifft man neuerdings die schwärzlichen Mergel der Kreide und darauf unmittelbar unter der Südwand des Rauhenberges wiederum Aptychenschichten; dabei ist stets Neigung nach NO, bzw. NNO mit Winkeln von 30—45° zu messen. Östlich der schutterfüllten Einsattelung, die der Verbindungsweg Lofer—Kirchental benützt, fehlt der nördliche Streif von oberem Jura und auch die Liasschuppe keilt gleich darauf aus.

Diesem energischen Stau, dessen Kraftrichtung höchstes Interesse verdient, sind ganz ähnliche Bilder zwischen Weißbach und Wildenbachtal an die Seite zu stellen.

Verläßt man die kurze Klamm des unteren Wildenbaches in östlicher Richtung, so trifft man, ehe die Werfener des mittleren Wildenbachtales sich einstellen, auf eine 200 *m* breite Quetschzone 30° NO geneigter basaler Schiefer und Kalke, die mindestens eine schuppenförmige Wiederholung von bunten und grauweißen Aptychenschichten auf schwärzliche Neokomschiefer erkennen läßt. Die Schuppenfläche zieht schnell in die Höhe, denn nach kurzer Unterbrechung durch Moräne und Schutt bildet westlich des Maislbauern grauer, hornsteinführender Aptychenkalk einen markanten Felsriegel, unter dessen Basis flach östlich geneigte, zerknetete Kreidemergel einschießen. Weiter südwärts verschwindet nun zwar fürs erste die Schuppungsfläche innerhalb des Neokoms, aber jenseits des Goldenen Zweiges schiebt sich unvermittelt ein Keil von dickbankigem roten und grauen Liaskalk zwischen P. 1221 und dem untersten Hüttchen der Gföllwiesalpen in die Aptychenschichten hinein. Bei einem Sturzbachfall ist eine 45—60° O fallende Trennungsfläche zwischen unterem Streif von Aptychenschichten und Lias aufgeschlossen; 350 *m* südöstlich dieser Stelle tritt dann dieselbe Gleitebene am Fuße einer überhängenden Wand des den Lias normal unterteufenden Dachsteinkalkes schön zutage und hier mißt man Streichen N—S, Fallen 30° nach O bei 10° NO geneigter Striemung; unter der Fläche liegt eine mürbe, mit Hornsteintrümmerchen gespickte Reibungsbrekzie als letztes Äquivalent des unteren Streifens von Aptychenschichten, dann Dachsteinkalk.

Ein ganz ähnlicher Vorgang hat sich auch nördlich der Persilalpe abgespielt. Während man ja über der ungestörten Folge von Lias, Radiolarit und oberen Jura die Kreide erwarten sollte, trifft

man daselbst trotz gleichbleibender nordöstlicher Schichtneigung auf eine kleine Wandstufe von buntem Liaskalk.

Die bisherigen Beobachtungen drängen wiederum zu dem Schluß, daß eine aus Nordost schiebende Kraft zu solcher Schuppung im basalen Gebirge führte mit einem Resultat, welches die Wirkungen des Saalachwestbruches energisch abschwächt; und letzterer kann dabei nur als das primäre, der Anstau von Nordost als das sekundäre Element gedacht werden.

An der Nordseite des Gerhardsteins sind in einer Ausdehnung von nahezu 1·5 *km* bunte Mergel und Hornsteinkalke des oberen Juras über kretazische Schichten herübergepreßt, wobei zahlreiche bald parallele, bald sich kreuzende Gleitflächen das wirr verfilzte Schichtpaket durchfurchen; diese Flächen setzen auch in die basalen Lagen des juvavischen Lerchkogelkalkes hinein.

An der Südwestseite des Hochkranzes gelangt man über dem nordostfallenden Neokom abermals in bunte Aptychenschichten, die dem nach Südwest überschlagenen Muldenflügel angehören müssen; die Deckmasse des Hochkranzes kann bei diesem Vorgang als passiv mitwirkend gedacht werden.

Die Schuppung ist trotzdem nicht etwa nur an die Nähe von Deckschollenresten geknüpft. Ein analoges Störungsbild zwischen Falleck und Hirschbichl ist vielmehr den Bewegungen an der Bindalm—Hundstodlinie beigeordnet. Östlich P. 1303 kommt zwischen einigermaßen normal mächtigen Aptychenschichten und dem verfältelten oberen Lias der Radiolarit, allerdings bereits in starker Verdrückung, noch zum Ausstrich. Mit jedem Schritt nordwärts verschmälern sich oberer Jura und schwarzer Lias, beide rücken mit gänzlichem Ausfall von Radiolarit aneinander (am Fußsteig östlich P. 1135); unter den Dachsteinkalken östlich der Mooswacht scheint eine Strecke weit auch der obere Lias zu fehlen, so daß ein kaum 20 *m* breiter Streif von Aptychenschichten, der über die Straße gegen Punkt 1264 fortsetzt, zwischen Neokom und Trias zu finden ist. Eine Menge steil O geneigter Ruschelflächen, die die Fallecker Aptychenkalke durchschwärmen und bequem schon längs der Fahrstraße zu verfolgen sind, deutet auf die Mechanik, wie diese Schichtreduktion vonstatten ging; nicht an Auswalzung, sondern an Schubüberholung längs kleiner und kleinster Gleitebenen muß gedacht werden; der fehlende Teil des Schichtverbandes ist in der Tiefe zurückgeblieben. Das Störungsphänomen ist aber als Ganzes nur eine weit gegen den Muldenkern hinübergreifende Folgeerscheinung der Hochkalterbewegung.

Es erübrigt noch, auf einige nebensächlichere Sprünge im Weißbachtale hinzuweisen, die bei fast saigerer Bahn in NO streichen und scheinbar die Tendenz haben, den südöstlich gelegenen Gebirgsteil zu „heben“. Einer derselben ist jedem Besucher der hübschen Seissenbergklamm in Erinnerung, da er unvermittelt nach der düsteren, eng gewundenen oberen Klammstrecke freien Umblick in das begrünte, geweitete Tal schafft und so lebhaft zur Erhöhung der landschaftlichen Gegensätze beiträgt. Eine andere Störungslinie östlich

Pürzlbach macht sich in einem Hub des Radiolaritbandes um über 200 *m* bemerkbar. Die erwähnten Sprünge sind einander und zu der kreuzenden Störung Gföllwiesenalp-Lamprechtsloch parallel und liegen wie jener des Loferer Seilergrabens in der Kraftrichtung der Bewegung von der Watzmann-Hochkaltermasse.

II. Die Deckschollen der (juvavischen) Berchtesgadner Schubmasse.

1. Vorzone (Deckenreste der Saalachsenkschollen östlich Lofer, am Kirchentaler Rauhenberg, Gerhardstein, Hochkranz).
2. Hauptzone (Perhornmasse, Hundshornmasse, Almwald-Hundsalpschuppen, Masse der Laimbichlhörner).

Mit schimmernden Wänden älteren Gesteines umgürtet entragen Gerhardstein und Hochkranz dem ruhigen Gewell des jungschichtigen Muldentiefsten wie Schweizerklippen dem Flysch; das Eintauchen des Juras und der Kreide von Wildental unter die Triasmasse der Hundshorngruppe und der Laimbichlhörner, vom Hinterhirschbichl 4 *km* weit freien Blickes verfolgbar, stellt sich an klarer Schönheit des tektonischen Bildes der Brandung des Algäuer Schubrandes zur Seite: wir stehen am mählich sich auflösenden Uferrand der Berchtesgadner Schubmasse, die wiederum nur den westlichsten Teil der gewaltigen juvavischen Deckenbildung umgreift.

Ein Blick auf die tektonischen Übersichtskärtchen dieser Arbeit und jener 1910 über das mittlere Saalachgebiet veröffentlichten lehrt den innigen Zusammenhang der hier wie dort herrschenden Bauformel. Was mir damals jedoch aus der Beschränkung auf den mittleren Saalachstreif noch nicht notwendig erschien, das glaube ich jetzt als natürlich Gegebenes zu einer vereinfachten Darstellung benützen zu dürfen, nämlich die Scheidung der Deckschollen in eine umsäumende Vorzone und innen gelegene Hauptzone. Diese Abtrennung gründet sich fürs erste auf die Heteropie der Trias; dem Vorwiegen von Hallstätter Dolomit, Lerchkogelkalk nebst Loferer Schichten in der Vorzone steht die Schichtreihe Werfener-, Ramsaudolomit-, Reiteralmkalk der Hauptzone gegenüber. Die geringmächtigen Vertreter der Hallstätter Kalke schließen sich jedoch teils der ersten, an anderen Stellen wieder der letzteren an und auch im übrigen wird sich aus der Darstellung genugsam ergeben, daß diese Scheidung, so sehr sie auf den ersten Blick als grundlegend erscheinen könnte, doch diese Bezeichnung in tektonischem Sinne nicht verdient.

I. Vorzone.

Deckenreste der Saalachsenkschollen östlich Lofer.

Profiltafel II, Figur 1.

Dieses Gebiet ist leider so gründlich mit diluvialem und alluvialem Schutt verhüllt, daß die kleinen, unzusammenhängenden Aufschlüsse im felsigen Untergrund ohne Beziehung zur weiteren Umgebung nicht mehr genügend Rückhalt für eine tektonische Beurteilung

darbieten würden. Nachdem jedoch heute der Anschluß im Westen und Norden [1]) gegeben ist, läßt sich wenigstens das Folgende sicherstellen.

Das kleine Hügelchen nördlich Scheffsnots, das aus Lerchkogelkalk und typischen Loferer Schichten (graue, mit Kohleschüppchen durchspickte Mergel mit weißen Schalenresten) besteht, ist als unmittelbare Fortsetzung des Lerchkogels zu betrachten. Daß es, wie der letztere, auf Neokom ruht, wird durch winzige Aufschlüsse in diesem gesichert, die sich an der Saalachböschung nahe der Gehbrücke östlich Lofers einstellen.

Die Gumpinger Fahrbrücke könnte bereits auf Reiteralmkalk stehen; wenigstens kommen bei geringem Wasserstand hier auffallend große Partien Dachsteinkalks im Flußbett zum Vorschein. Das am Wegeck westlich P. 709 gelegene Hügelchen besteht dagegen zum größeren Teil aus typischem grauen, brekziösen Hallstätter Dolomit mit Hornsteinsplittern, dem mit Gesteinsübergängen weißer karnischer Hallstätter Kalk 40° WNW fallend beigelagert ist. Würde der Dachsteinkalk an vorerwähnter Stelle als wirklich anstehend zu betrachten sein, so müßte er als das südlichste Ende desjenigen Zuges von Reiteralmkalk aufgefaßt werden, der von brachiopodenführendem Hierlatzkalk überkleidet von Reit über Sellauer und Maurach nach Au und zum Eberl zu verfolgen ist. Das Hallstätter Hügelchen würde dann nicht dem Hallstätter Zug von Faistau—Wirmbach, sondern jenem von Reit, Wieserer, Lenz und Sellauer entsprechen und hiermit stimmt sowohl das westliche Einfallen überein, das all diesen Vorkommen zu eigen ist, wie der Umstand, daß nördlich Zaß bei P. 757 ebenfalls ein winziges Stückchen lichtbunten Dolomits hinter dem Streifen von Dachstein- und Hierlatzkalk von Au auftaucht.

Auf jeden Fall steht fest, daß die relativ breite Vorzone der mittleren Saalach sich südwärts dadurch verschmälert, daß unter nahezu vollkommener Unterdrückung eines Schichtstreifens reiner Hallstätter Entwicklung die Zone der Reiteralm und jene des Dietrichshorns-Lerchkogels und Rauhenbergs sich auf wenige hundert Meter nähert.

Zwischen all diesen Deckenresten und der östlich gelegenen Masse des Perhorns und Hundshorns zieht jene wichtige Dislokationslinie, die ich a. a. O. pag. 663 bereits als „Saalachostbruch“ skizzierte und welche seitdem in ihrem genaueren, oft gestaffelten Verlauf bei Gillitzer eingehende Würdigung fand. Bei gemeinsamer Begehung des Schoberweißbaches stellten wir an dieser Stelle für die Störungsfläche eine östliche Neigung von 50° fest und trotz des mangelhaft erschlossenen Kontakts läßt sich auch zwischen dem Dachsteinzuge von Au und den Werfener Schichten der Perhorn—Hundshorngruppe eine ebensolche östliche Neigung von nicht zu geringen Fallwinkeln aus den beiderseitigen Ausstrichgrenzen wahrscheinlich machen. Die Masse der Perhorn-Hundshorngruppe erscheint somit von Ost etwas über die Saalachsenkschollen heraufgepreßt.

[1]) G. Gillitzer, a. a. O. pag. 216—220.

Der

Kirchentaler Rauhenberg

Figur 1, pag. 149, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911; Textfigur 5, pag. 45

ist, soweit Decke, aus Hallstätter Dolomit und Lerchkogelkalk erbaut, während bemerkenswerterweise trotz normalen Kontakts der beiden die Loferer Schichten hier sehr an Verbreitung zurücktreten. Das Einfallen der im Südwest, Süd und Südost von jungen tirolischen Schichten unterteuften Deckscholle ist durchschnittlich 30—45° nach Norden; einige kleine, in NNW ziehende Sinkverwerfungen zerschneiden dabei den südöstlichen Teil derart, daß die Schollenstreifen nach Ost gegen die Saalach zu tiefer liegen.

Die Kontaktfläche im Süden gegen die überstürzten Aptychenschichten ist so steil (55—80°), daß sie als normale juvavische Schubbahn nicht in Betracht kommen kann. Wie so häufig zwischen Unken und Lofer erscheint auch hier die Deckmasse in die Unterlage versenkt. Dies ist besonders in der Nähe der Verebnung auf 930 *m* (mit Aussichtsbank nordöstlich Kirchentals) verdeutlicht, wo der Kontakt von fremdem Dachsteinkalk zu Neokom und Lias unbekümmert um den Verlauf der Höhenkurven schnurgerade zu Tal streicht. Am westlichen Fuße des kleinen Schubkeils von Lerchkogelkalk, der von etwas Hallstätter Dolomit unterlagert längs des Steiges vom Loferer Tal zum Wechsel in steiler Wand abbricht, kommen Aptychenschichten und Neokom in schlimmer Verquälung am Boden kleiner Nischen und Höhlungen bereits wieder in normaler Überschiebungslage hervor. Dieser von basalem Neokom und Jura selbst überglittene Schubsplitter von Lerchkogelkalk ist deshalb ganz besonders beachtenswert, weil er beweist, daß die aus Nordost tätigen Schuppungskräfte, denen der intensive Stau im Kirchentale zuzuschreiben ist, die Deckschollen bereits in ihrer heutigen Lage vorgefunden hatten und abgespaltene Teile derselben zu neuer Komplikation benützen.

Am Bergeck westlich St. Martins, das bequem von dort in wenigen Minuten zu erreichen ist, streicht die juvavische Fuge zu Tag. Der Lerchkogelkalk, mit 40° NO fallend, führt hier an seiner Basis graue dünnbankige Lagen von Loferer Schichten und sitzt fast eben dem arg zerknitterten, dünnblätterigen und kalzitdurchaderten Neokom auf.

Gerhardstein.

Profiltafel II, Figuren 2 und 6.

Dieses von seiner Deckenumgebung bereits völlig abgetrennte, schwebende Plateau bietet zweifellos die schönsten Überschiebungsaufschlüsse, die in den gesamten Salzburger Alpen zu sehen sind. In fast ununterbrochener Linie sind sie zunächst am Nordrande 2 *km* lang freigelegt, in der Nähe des weithin sichtbaren Wasserfalls beginnend, der auf gutem Ziehwege vom Reitbauern zu erreichen ist. Am Fuße der Wände von Lerchkogelkalk zieht sich eine oft nur 1 *m*, dann wieder bis zu 20 *m* hohe Vorstufe aus grauen

Oberalmer Kalken und bunten Mergeln des Tithons entlang, die sich über die grünlichgrauen Schrambachschichten herüberbeugen und gar mancherlei Eigenwellungen stets mit flach südgeneigter Komponente aufweisen. Darauf folgt die Hauptschubbahn, die im Durchschnitt 10 bis 20° südliche Neigung besitzt, doch ebenfalls im Streichen etwas verbogen ist. Wo die dünnplattigen Loferer Schichten an der Basis des Deckenkalks sich einstellen, wie das an der nordöstlichen Bergecke stets der Fall ist, sind Schubflächen untergeordneter Bedeutung, meist etwas steiler in den Berg fallend, innerhalb derselben recht häufig und es ist dann stellenweise die juvavische Fuge gar nicht leicht aus der Überzahl von Bewegungsbahnen herauszufinden. Einige Beachtung verdienen auch mehrere die Rückwitterungswand in WNW staffelnde Ruscheln, da sie fast horizontal verlaufende Striemen aufweisen.

Am östlichen Bergsaum führt das Steiglein von den Trettalpen zum Litzlkopf nahe an die Überschiebungsaufschlüsse heran. Hier fällt die Fläche über Roßfeldschichten mit 15 bis 20° nach SW in den Berg; ähnliches gilt auch noch an der südöstlichen Bergecke nördlich Leitens, wo die Kreide steil WSW geneigt unter die Decke einschießt.

Großartig sind die Deckenbeweise über Stockklaus. Aus tiefer Höhle schäumt ein kräftiger Sturzbach unter dem Gewölbe des Deckenkalks hervor und frißt sich immer tiefer in die weichen, doch wasserundurchlässigen Schrambachschichten des Bodens ein. Kaum 200 *m* westlich gibt sich ein ähnlich schönes Bild: am Boden einer 8 *m* tiefen, 1 *m* hohen, in den Berg gehenden Guffel gequälte Kreideschiefer und eine massive Wölbung darüber aus Dachsteinkalk. Und ähnliche, tief unter den Berg führende Beweisstellen werden in dem Einschnitt der Persilalpe immer häufiger. Sie sind hier besonders besuchenswert, da einmal von dieser Alpe ein ganz bequemes Steiglein an den Fuß der Wände führt und da zum anderen gerade hier die dynamische Einwirkung auf die basalen Schrambachschichten vielleicht den Höhepunkt erreicht. Die von serizitisch schimmernden Häuten durchzogenen, von Kalzitgeäder nach allen Richtungen gekreuzten Schiefer zeigen jenen hohen Grad von Druckentmischung, wie ihn Schweizer Forscher von Seewenschichten des öfteren beschrieben haben. Die vorzügliche Aufschlußreihe kommt an der südwestlichen Bergecke (über P. 1221) mit einer 15 *m* tiefen und fast 3 *m* hohen Höhlung zum Abschluß, an deren Grund wieder das aufgeblätterte Neokom in den Berg hineinzieht.

Legt man unter Berücksichtigung all der erwähnten Aufschlüsse verschieden gerichtete Schnitte durch den Berg, so ergibt sich unzweifelhaft eine im großen ganzen nur unbedeutend verbogene und schwach (nicht über 10°) südgeneigte Schubebene. Eine starke, das ganze Gebirge überwältigende Faltungsperiode kann nach dem juvavischen Ereignis keinesfalls wirksam gewesen sein. Dies hat seine Bedeutung, da die Deckscholle selbst zwar weitgespannte und stehende, aber doch ganz energische Faltung erkennen läßt. Zwischen Litzlkogel und P. 1542 ist deutlich eine Mulde eingesenkt mit nordwest—südöstlicher Achse, an die sich westlicher zwischen P. 1542 und der Gerhardsteinkuppe eine

sattelförmige Wölbung mit einem Kern von Hallstätter- und Ramsaudolomit anreiht. Zwischen Schattseiten und Trettalpen ist schließlich an einer ostwestlichen Linie der Zusammenhang zwischen nördlicher und südlicher Plateauhälfte zerstört worden, so zwar, daß erstere tektonisch tiefer erscheint.

Es möchte vielleicht kein Zufall sein, daß Lerchkogel und Dietrichshörndl ebenfalls einen synklinalen Bau erkennen ließen; alle drei Berge sind dabei am äußersten Rand der Berchtesgadner Schubmasse gelegen. Trotz aller sekundären Achsenverbiegung, die sich dem heute noch erhaltenen Schubrand ziemlich anschmiegt, wird wohl auf eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit zu schließen sein.

Hochkranz.

Profiltafel II, Figuren 3 und 6.

Dieser südlichste Deckenrest im Saalachtal, zugleich der südlichste juvavische Überrest im ganzen Berchtesgadner Land, wenn man von den winzigen Schubinselchen auf der Höhe des Steinernen Meeres absieht, besteht ganz aus Lerchkogelkalk mit etwas Loferer Schichten an der Basis und einem schmalen Streifen Hallstätter Dolomits. Auch er ist allerseits von Jura und Kreide des basalen Gebirges umgürtet; doch ist die randliche Verschüttung infolge der bedeutenderen Höhenlage leider schon weit vorgeschritten. Immerhin sind ähnliche Aufschlüsse, wie sie den Gerhardstein auszeichnen, an der Süd-, West- und Nordwestkante nach einigem Suchen zu finden. Hier kommt der Schubfläche eine auffällig starke nördliche Neigung zu (scheinbar bis zu 30°). Es dürfte dies kaum der ursprünglichen Lage entsprechen; die Erklärung gibt vielleicht eine Anzahl von NNO streichenden, ziemlich saigeren Sprüngen, die nach dem jeweiligen Ausstrich der Schichtgrenze von Dolomit zu Lerchkogelkalk zu schließen ein relatives Absinken der nordwestlichen Bergesteile bewirken. Die Masse des Hochkranz selbst zeigt ähnlich wie der Rauhenberg flache nördliche Neigung, während die Deckscholle im ganzen gerade dem basalen Muldenkern aufsitzt; dessen unregelmäßige Verbiegungen scheint die Schubfläche abzuschneiden.

2. Hauptzone.

So einfach in großen Zügen der Bau der bisher besprochenen Deckschollen vor Augen liegt, so verwickelt und schwierig erklärbar ist derselbe in jenem aus Werfener Schichten, Ramsaudolomit und Reiteralmkalk erbauten Zwischenstreifen mit Mittelgebirgscharakter, der als Perhorn—Hundshorngruppe das Hochplateau der Reiteralm mit der Saalachsenkzone verbindet und nordwärts in die Dolomitöde des Mairberges und Aschautals, südöstlich in dem noch unwirtlicheren, schroff getürmten Zug der Laimbichlhörner sich fortsetzt. Zur Deckenbildung, zu der Unregelmäßigkeit welliger Verbiegungen mit einander schneidenden Achsen, zu stratigraphischer und fossiler Verarmung gesellen sich überraschend intensive Reduktionen des normalen Schichtverbandes, die nur auf Scherbewegungen zurückgeführt werden können.

Um den durch Gillitzers Kartierung der Reiteralpe gewonnenen Zusammenhang zu nützen, sei mit der Besprechung der

Perhornmasse

Profiltafel II, Figuren 1 und 7

begonnen. Sie ist als unmittelbare, durch keine wesentliche Störung abgetrennte Fortsetzung der Zone von Mairberg anzusehen. Über die Werfener Schichten des mittleren Schoberweißbaches, die in einem Zuge über die Auerwiesen zur Klauselbachmündung sich erstrecken, legen sich nördlich die Ramsaudolomite des Mairberges, südlich jene der Kematsteiner und Jöchlingalpe, der Hintermahd und vom Hagenbauer und darauf hat sich in der Gipfelkuppe des Perhorns noch ein kleiner Erosionsrest Dachsteinkalkes erhalten. An der Basis des Ramsaudolomits ist das tiefere Niveau der Reichenhaller Dolomite relativ deutlich entwickelt, stellenweise sogar kalkig, so daß trotz der geringen Gesamtmächtigkeit des Dolomits (bis 450 *m*), die der stratigraphischen Begründung nicht entbehrt, derselbe an Sohle und Dach in normaler Lagerungsbeziehung steht.

Die gesamte Masse ist gegen Ost eingestellt; fast überall ist östliche Schichtneigung von 15—50° zu messen und selbst die kleinen Verbiegungen im Klauselbach (eine geringfügige Einmuldung von Dolomit und sattelförmige Hebung von Werfener Schiefern) fügen sich diesem Gesetze; lediglich an der Hintermahd scheint Umbiegung zur Synklinale vorhanden zu sein.

Die Perhornmasse liegt, wie bereits abgeleitet wurde (pag. 58), der Vorzone steil aufgepreßt an. Dies ist keineswegs der einfache Vorgang, wie es der Karte nach scheinen könnte. Die Reibungsbrekzie, welche Gillitzer hinter der Schoberweißbachklamm über dem Dachsteinkalke der Vorzone und unter den Werfenern der Perhornmasse erwähnt[1]), besteht weder aus diesen noch jenem; sie ist vielmehr aus Bruchstücken von Ramsaudolomit zusammengesetzt. Dies allein läßt auf eine regionalere Bedeutung der Störungsfuge schließen.

Die Perhornmasse ist jedoch nicht nur selbst steil übergeschoben, sondern am Südrand ihrerseits von der Hundshornmasse überschoben. Über den Ramsaudolomit der Südhänge des Klauselbaches legt sich wie eine Sperrmauer Dachsteinkalk, und zwar echter Reiteralmkalk mit östlicher Schichtneigung, trotz Ruschelflächen an seiner Basis das natürliche Äquivalent des Gipfelkalkes am Perhorn. Erklimmt man die Kante dieser jähen Gefällsbruchstufe, so wandert man überraschenderweise bis zur Scheffsnoter Alm aufs neue im Ramsaudolomit. Der westliche Teil der zwischenliegenden Dislokation ist nun zweifellos eine mäßig südgeneigte Schubfläche, da ja der tektonisch höher liegende Dolomit alle Ausbuchtungen des Gehänges mitmacht und sich über dem Wasserfall der Klause bis zum äußersten Abbruch hinaus auf dem Dachsteinkalk ruhend verfolgen läßt. Östlicher zieht hingegen die Grenze auffällig gerade in die Höhe, eine energische Schubbahnversteilung verratend.

[1]) A. a. O. pag. 220, Fig. 17.

Es ist für die hier zu schildernde Mittelzone sehr charakteristisch, wie jäh und unvermittelt diese doch offenbar tiefgreifende Störungsfläche beiderseits im Terrain verschwindet. Westlich keilt der Reiteralmkalk rasch aus und der unter- wie überlagernde Ramsaudolomit verschmilzt zu einer schwer trennbaren Masse. Mit Mühe läßt sich dann im Kienberggraben eine meridionale Querstörung feststellen, die den Kienberg im Westen etwas absinken ließ und so wird ein gleiches auch für den Ausstrich der Schubstörung zu erwarten sein.

Im Osten gibt eine der kompliziertesten Linien des gesamten Gebietes die Begrenzung. Genau in der Richtung des östlichen Wandabsturzes der Hundshorngruppe, der nur an zwei Stellen von schmalen Steigen überwunden wird, zieht sich an der nordöstlichen Bergecke des großen Hundshornes von der Terrassenverebnung der Hundsalm eine Steilrunse gegen die Jöchlingalpgräben herab, um schon auf 1200 *m* in Schutt und Moräne zu tauchen. Der linke, westliche Steilhang wird von 40° O fallendem Ramsaudolomit gebildet, dem östlichen läuft eine fast senkrechte Wand Reiteralmkalkes entlang, in der Mitte der Rinne waren im Frühjahr 1910 nach der Schneeschmelze rote typische Sandsteine und Letten nebst einer grünlichgrauen kalkigen Bank der höheren Werfener Schichten aufgeschlossen. Tektonische Einschiebsel solcher Art sind im Berchtesgadner Land an wichtige tangentiale Dislokationen gebunden. Auch im gegebenen Falle müssen wir es mit einer solchen zu tun haben. Trotz der saigeren Kluft kann kein irgendwie gearteter Hebungs- oder Senkungsvorgang ein kompliziertes Schuppenpaket aus Werfenern und Dachsteinkalk (östlich) gegen eine geschlossene Masse von Ramsaudolomit (westlich) zum Abstoßen bringen. Und dasselbe wird durch Verfolg der Dislokation nach Süden und Norden bestätigt; hier ist hinab gegen die Mairbergklamm innerhalb des Ramsaudolomits von einer Verwerfung überhaupt nichts zu spüren, dort setzt die Schuppenfläche der Hundshornmasse an.

Hundshornmasse.

Profiltafel II, Figuren 6 und 7 und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 149, Figur 1.

Als leuchtend rote Draperie über die grünlichschwarze Tiefe des Kreidegesteines, das die wilden Laimbichlbäche durchrauschen, schmiegen sich die Werfener Schichten vom Hirschbichl zur Almwaldalp und herab nach Wildental ziehend an die jähen, hellfarbenen Wände des Sulzensteinkammes und der Hundshorngruppe. Der Kontakt hat an letzterer Stelle bei näherem Besehen einen eigentümlichen Charakter. An der nordöstlichen Bergecke des Hundshornes ziehen die prallen Wände des Reiteralmkalkes fast bis zu den Werfenern der Hundsalmlehne herab und nur ein schmales Schuttband ist dazwischen eingeschoben. Dann schaltet sich an dessen Stelle westlich Kötlarnalm etwas Ramsaudolomit ein, um aufs neue unter dem Pointelkopf zu verschwinden. Am Steiglein zur Triessteinalp beginnt der Dolomit nochmals, und erst kaum 100, dann 200, schließlich 400 *m* mächtig, verbreitert sich der Sockel Ramsaudolomits bis Wildental,

wo hingegen die Werfener Schichten zwischen Dolomit und basalem Dachsteinkalk nur wenig Platz mehr behaupten können. Es kann sich keineswegs etwa um ein natürliches, stratigraphisches Auskeilen des Dolomits handeln; die verschiedensten Horizonte des Dolomits, am Ostfuße das oberste Niveau, am Triesstein die Hauptmasse des ladinischen Anteiles, zwischen Metschen und Sonnseiten typischer Reichenhaller Dolomit kommen ja auf die skytischen Sedimente zu liegen. Diese selbst befinden sich in nicht unbeträchtlicher Eigenfaltung, stets diskordant zur ruhig gelagerten höheren Trias; und endlich lassen die Stellen zwischen Wildental und Kötlarnalp, an welchen der schuttbefreite Kontakt zwischen Werfenern und Dolomit genau zur Untersuchung gelangen kann, deutlich eine weitgehende Zertrümmerung des Dolomits an der Basis und eine Menge bergeinwärts fallender Ruschelflächen erkennen.

Ich glaube so gezwungen zu sein, den heute vorliegenden Kontakt zwischen Werfener Schichten und der Hauptmasse der Trias der Hundshornmasse als eine A b s c h e r u n g s b a h n aufzufassen, längs welcher bei einer teilweisen Massenübergleitung der größere Teil des tieferen Ramsaudolomits, bei Steigerung der Intensität im Norden unter dem Hundshorn der gesamte Ramsaudolomit, von der höheren Triasmasse überholt wurde.

Dieser Schluß scheint um so dringlicher, wenn man die Lagerung innerhalb der Hundshornmasse in Betracht zieht. Am großen Hundshorn herrscht südliches Einfallen von 30—45^0, südlich der Linie Scheffsnoter Alm—Kötlarnalm besitzt die Platte des Dachsteinkalkes nicht minder deutlich nördliches Einfallen von ähnlicher Stärke, und wo sich im Umkreis des Kötschmairbaches die Schichtung im Dolomit feststellen läßt, ist östliche Neigung zu messen. Dies zusammen heißt aber, wie aus den Profilen klar hervorgeht, daß eine flache, in O einfallende Mulde von west—östlicher Achse vorliegt. Bei ungestörter Lagerung könnte demnach am mittleren Ostrand das Auftreten der skytischen Stufe überhaupt nicht erwartet werden.

Auch an vertikale Dislokation ist südlich der Kötlarnalm nicht mehr zu denken; nur zögernd überschneidet ja der anormale Kontakt die Höhenkurven unter Triessteinwand und Sonnseiten.

Die Hundshornmasse ruht somit an ihrer Nordseite der tieferen Perhornmasse auf, ist aber selbst längs einer tiefgreifenden Scherfläche in zwei Schuppenstreifen gespalten. Trotz dieser dominierenden Lage schwimmt sie jedoch am südwestlichen und südlichen Rande, von Strohwolln bis zum Wildentalbach, ohne Einschaltung tieferer tektonischer Bauglieder unmittelbar auf der Kreide des tirolischen Gebirges. Das bedeutet, daß a l l d i e k o m p l i z i e r t e n S c h u b b e w e g u n g e n i n n e r h a l b d e r D e c k e d e r D e c k e n b i l d u n g s e l b s t g e g e n ü b e r a l s u n b e d e u t e n d i n d e n H i n t e r g r u n d z u t r e t e n h a b e n ; s i e s i n d s e k u n d ä r e r P r ä g u n g. Es ist um so bedeutsamer, daß auch die faziesvermittelnden L i n s e n d e r H a l l s t ä t t e r S e d i m e n t a t i o n nicht etwa der Schuppenbasis genähert, sondern i n m i t t e n d i e s e r t e k t o n i s c h h ö c h s t g e l e g e n e n M a s s e nahe unter oder im Liegenden des Reiteralmkalkes

sich finden. Es wird bei der endgültigen Abschätzung der Gesamtergebnisse mit Nachdruck auf diese Tatsachen zurückzukommen sein.

Einige erläuternde Worte sind dem juvavischen Saum zu widmen. Eine besonders ausgezeichnet erhaltene Kontaktstelle befindet sich südwestlich des Westlinger im tiefen Einriß des Wildenbaches, zu dem ein kleiner Fußsteig mit Brücke herabführt. Auf stark gequälten schwarzen Neokomschiefern liegen bräunlich- bis weißlichgraue, kalzitgeäderte, klotzige Kalke in 6—8 *m* hoher Wandstufe, darüber beginnen sofort mit fast ebener Auflagerungsfläche die roten Werfener. Die Natur dieses von tonigen und bituminösen Häuten durchzogenen Kalkes, der an gleicher tektonischer Stelle sowohl bachaufwärts südöstlich des Westlinger Hofes wie im Reitbauerngraben und am östlichen Ende der Wildenbachklamm unvermutet sich einstellt, war mir anfänglich unklar. Die innige Verbindung mit bunten Aptychenschichten südlich Wildentals, das Auftauchen identischer Kalke zwischen oberem Lias und Neokom am Hirschbichl wie an der Straße zum Hintersee nahe Grundübelau wies mich schließlich darauf hin, ein tithonisches Alter für das wahrscheinlichste zu halten. Mit Hallstätter oder Reiteralmkalk besteht nicht die geringste Ähnlichkeit.

Der Ausstrich der Schubfläche längs des Werfener Saums gestattet die Neigung der Gleitbahn zu bestimmen; vom Ursprung der Sulz- und Griesbäche bis herab zum Wildenbach unterm Westlinger ist eine solche von 14° nach West bei fast ebener Fläche zu ermitteln.

Almwald—Hundsalm-Schuppen.

Profiltafel II Figur 6; G. Gillitzer, a. a. O., Profiltafel Figur 2 und Figur 14, pag. 215.

Der schmalen, von zwei spiegelbildlich gleichen, vertikalen Dislokationen im West und Ost begrenzten Scheide zwischen Schoberweißbach und Wildental ist eine besondere Bauformel zu eigen. Steigt man aus den Laimbichlgräben zur Hundsalm empor, so quert man zunächst nach Überschreitung des zerfranzten Deckenrandes alle möglichen Gesteine der skytischen Stufe bei stetem Südfallen wechselnder Neigung. Dieselben Werfener Schichten lassen sich nun mit jenen bereits pag. 4 besprochenen dünnplattigen Kalken im scheinbar Liegenden, längs des Nordfußes des Hundshorns auf scharf abgesetzter Verebnung bis zu der bereits geschilderten Dislokationsrinne östlich der Jöchlingalp verfolgen. Sie liegen ganz flach auf Reiteralmkalk aufgeschoben, dessen obere Seite stratigraphisch normal liegt; denn ein mehr oder minder zusammenhängender Zug von transgressivem, zum Teil Belemniten führendem bunten Hierlatz schaltet sich am Kontakt ein. Nur an einer einzigen Stelle, an der Jagdhütte östlich P. 1323 ist eine weitere tektonische Zwischenlage eines 0·5—3 *m* mächtigen dunklen geschichteten Dolomits (S fallend 45°) von Reichenhaller Habitus auf ganz kurze Strecke den Lias überlagernd vorhanden. Der Riegel von Reiteralmkalk mag vielleicht antiklinal gebaut sein, wie es Gillitzer vermutet; deutlich habe ich jedoch dies, dem nur das Vorkommen eines weiteren kleinen Hierlatzrestes am unteren Ende

der Jöchlingalprinne zum Beweis dienen könnte, nirgends beobachten können. Dagegen ist die weitere Beobachtung dieses Autors, die tektonische Auflagerung dieses Kalkstreifens auf rote Werfener der Almwaldalp betreffend, zweifellos ebenso richtig wie die Tatsache, daß unter dem dünnen skytischen Mantel an drei Stellen Hopliten-führende Schrambachschichten hervorlugen.

Ein Vergleich mit den bereits besprochenen Verhältnissen in der westlichen Berggruppe dient zur Erhellung dieses rätselhaft scheinenden Baues. Mag auch, wie das Profil Gillitzers angibt, zwischen den tieferen Werfenern der Almwaldalm und dem Ramsaudolomit der Mairbergklamm eine weitere Störung verlaufen (und dies ist wegen des Fehlens des höheren skytischen Niveaus zwischen beiden mir selbst wahrscheinlich), so liegt doch der Deutung nichts im Wege, welche diese Werfener als aufgestülpte Basis der Perhorn—Mairbergmasse anspricht. Der höhere Schubkeil Reiteralmkalks entspricht auch orographisch ganz auffällig der Steilstufe gleichen Materials zwischen Kienberggraben und kleinem Hundshorn; es ist nur eine weitergetriebene Abscherung, die ähnlich wie an der Ostseite des Hundshorns den Ramsaudolomit beseitigt hat. Die hangenden Werfener Schichten der Hundsalm müssen dann der Bodenschuppe der Hundshornmasse entsprechen, was tatsächlich mit dem Kartenbild aufs beste übereinstimmt. Die Störung in der Runse östlich der Jöchlingalm trägt somit den Charakter eines Blattes.

Das reduzierte Schuppenpaket der Hundsalpscholle weicht nur dynamisch von dem westlicher vorhandenen Bauplan ab. Und wiederum ist es von besonderer Wichtigkeit, daß trotz des Aufeinandertürmens dreier Schuppenstreifen im Liegenden stets die gleiche kretazische Unterlage des basalen Gebirges erscheint; selbst diese intensive Schuppenstauung hat mit dem regionalen Deckenbau kaum ursprünglich etwas zu tun gehabt.

Die östlich angrenzende Dislokationsfuge soll im Zusammenhang mit dem Bau des

Kammes der Laimbichlhörner

Hahn, a. a. O., 1911, pag. 149, Figur 1; Gillitzer, a. a. O., Profiltafel Figur 2, Textfiguren 10—12

besprochen werden. Nähert man sich von der Jagdhütte an der Hundsalm der runsendurchfurchten Steilflanke des Rauhenkopfs, so ist zwar eine Verschmälerung des Dachsteinkalkriegels gegen die Einsattlung zu bemerken, doch bleiben auch hier noch die hangenden und liegenden Werfener Schichten, welch letztere in dem nordwärts hinabziehenden Bachriß in Gestalt fossilreicher *Naticella costata*-Bänke eingekeilt liegen, voneinander getrennt. Der Schuppenstreif Reiteralmkalks setzt sich vielmehr, an der weithin auffälligen Kulisse des P. 1453 in erheblicher Anschwellung, nach Südost fort, während der tiefere Werfener Zug zwischen dem dolomitischen Dachsteinkalk des P. 1453 und der Masse des Ramsaudolomits vom Rauhenkopf auskeilt[1]). Zugleich erfolgt eine

---

[1]) Die Bemerkung Gillitzers, daß die Werfener der obersten Laimbichlgräben und jene der Almwaldalm analog seien (pag. 214), ist somit irrtümlich.

bemerkenswerte Versteilung der Schubfläche. Südlich der Almwaldalp ruht ja die obertriassische Steilstufe noch ziemlich flach auf den tieferen Werfener Schichten, etwas östlicher nähert sich der Kontakt immer mehr der Vertikalen, bis östlich P. 1453 vollkommen saigere Stellung erzielt ist. Und ganz dasselbe gilt für die Störungsbahn von Reiteralmkalk zu der höheren skytischen Schuppe; am Südfuß von P. 1453 könnten eher diese „oberen“ Werfener Schichten als vom Dachsteinkalk steil überschoben gelten. Trotzdem bleibt die juvavische Fläche zwischen Decke und basaler Kreide fast eben.

Wenn nicht wenige 100 *m* westlich die tangentiale Bewegungsmechanik so klar erschlossen wäre, wenn die Überdeckung des basalen Gebirges dortselbst nicht so handgreiflich vor Augen läge, so könnten die saigeren Störungsflächen im Westen des Laimbichlkammes dazu verführen, mit dem althergebrachten Hebe- und Versenkungsspiel an einfachen Verwerfungswänden arbeiten zu wollen, wobei freilich bei der allzuengen Vergesellschaftung von Kreide, Werfenern, Dachsteinkalk und Ramsaudolomit gleich Bewegungsgrößen von 1000 *m* und mehr in Rechnung zu setzen wären. Ich betrachte das erläuterte Beispiel, das für den Gebirgsbau der Salzburger Alpen geradezu typisch genannt werden kann, als eindringliche Mahnung, die altgewohnte Ansicht, nach der in den Nordalpen saigere tektonische Flächen schon beweisend für die Auswirkung von Bewegungskräften im Sinne des Erdradius sein müßten, jeweils vor Anwendung im speziellen Fall sorgfältigst zu überprüfen. Wo es sich um auffallend große stratigraphische Sprunghöhen handelt, da ist es heute auf Grund unserer erweiterten Erfahrung geboten, trotz des etwa vorhandenen saigeren Kontaktes an ursprünglich tangentiale Bewegungen als das wesentliche Moment zu denken.

Am Rücken zwischen Sulz- und Scharleitenbach liegen Werfener Schichten über Neokom, Dachsteindolomit mit Linsen (?) von Pedatakalk und tiefster Ramsaudolomit nebeneinander, wiederum als Vertreter der tieferen Hundshornschuppe sowie der durch eine tiefgreifende Scherfläche zerspaltenen Perhorn—Mairbergmasse. Von hier ab keilt jedoch der Reiteralmkalk aus und nur winzige Reste von schwimmenden Werfenern schmiegen sich allein noch an das jäh emporragende Dolomitgemäuer, dem sie bis zum Hirschbichl treu bleiben. Im hintersten südlichen Scharleitenquellbach zeigt sich der in Figur 6 dargestellte Aufschluß [1]) von allgemeinerer Gültigkeit.

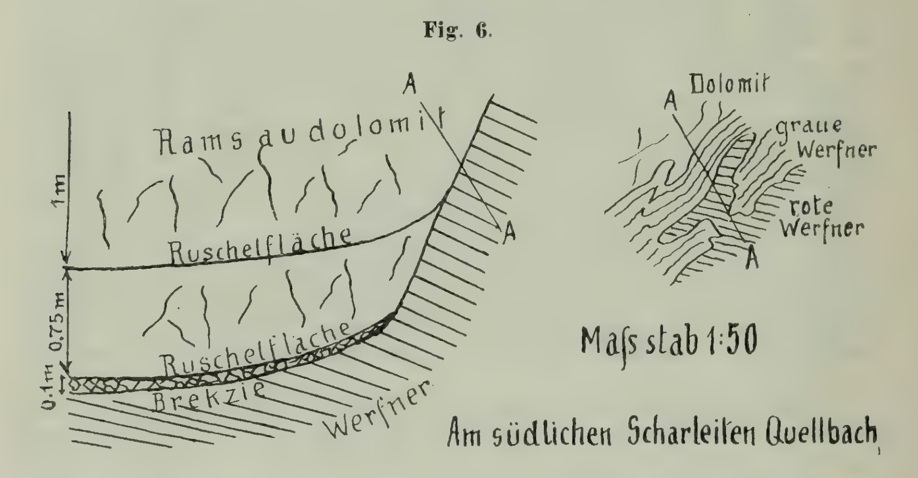
Die Erklärung könnte an und für sich zweierlei Art sein. Entweder ist die mächtige Dolomitlast der Laimbichlhörner etwas eingesackt zu denken an steiler Verwerfung gegenüber dem ruhend gebliebenen äußersten Deckensaum; oder aber die Anpressung der Hundshornmasse auf die nördlich benachbarte Perhornscholle fand ihr natürliches Ende an dem starren Widerlager der Laimbichlhörner, welche in kräftigem Gegenstoß die Anpressungsfläche

[1]) Die roten Werfener Sandsteine und Lettenschiefer fallen 30° nach O, die untere Ruschelfläche streicht hier N—S und hat 75° östliche Neigung.

überstürzten; die Werfener Schichten am Westfuße des Kammes wären dann niemals die normale Basis der Dolomitmasse gewesen. Dessenungeachtet wird aber doch die letztere von Werfenern normalerweise unterlagert zu denken sein, wie das die schönen Aufschlüsse im Osten des Bergkammes zwischen Stadelgraben und Teufelskopf dartun.

Die Verhältnisse am Hirschbichlpaß bedürfen nach der zutreffenden Schilderung Gillitzers, der unsere gemeinsame Begehung zugrunde lag, keiner weiteren Erläuterung; nur darauf sei mit Nachdruck hingewiesen, daß die wichtige meridionale Störung des bayrischen Gebietes längs der oberen Hirschbichlstraße nicht in das österreichische herübersetzt. Die Almwald—Hirschbichllinie, deren wahren Charakter wir im Profil Hundsalm—Almwaldalm kennen lernten, knüpft sich vielmehr ungebrochen an die Bindalm—Hundstodstörung; nur das nordwest-südöstlich verlaufende tektonische System ist westlich des Hirschbichls von Bedeutung.

Fig. 6.



Über den Eigenbau der Dolomitmasse der Laimbichlhörner ist leider nur allzuwenig auszusagen. Daß die maßstablose Haugsche Profilskizze (a. a. O. pag. 389, Fig. 2) in jeder Hinsicht ungenau, wofern nicht unrichtig ist, ergibt sich aus meiner und Gillitzers Aufnahmen wohl von selbst, da ja weder von Raiblern noch von Dachsteinkalk, weder von ungestörtem Überschiebungsausstrich noch von einer gleichmäßigen Verflächung nach Nord etwas zu sehen ist. Unter letzterer Annahme würde ja ein richtig gezeichneter Querschnitt nahezu 2 *km* Dolomitmächtigkeit ergeben! So kompliziert also auch der Bau im Detail sein mag, bei dem fast gänzlichen Mangel an deutlicher Schichtung des einförmigen, von Ruscheln durchschwärmten Dolomits läßt sich kein Bild davon gewinnen. Trotzdem ist nicht zu fürchten, daß deshalb ein wesentlicher Zug im Gebirgsbau verloren wäre.

E. Rückblick auf die Ergebnisse.

Nachdem die Grundlage stratigraphischer wie lokaltektonischer Beschreibung gegeben ist, bleibt die Aufgabe, bei der sinngemäßen Verknüpfung der Einzelergebnisse die historische Seite in den Vordergrund treten zu lassen.

Drei große Gruppen tektonischer Einwirkungen lassen sich nach dem vorangehenden ungezwungen auseinander halten: die Eigenfaltung von Basis und Decke, die Deckenbildung selbst und die Summe der aus einer jüngeren Querfaltung resultierenden Schuppenstörungen.

Der Schichtenbau des basalen; tirolischen Gebirges im Saalachtal wird von dem nordwest—südöstlich ziehenden Ausläufer der geräumigen Unkenbachmulde beherrscht, die mit stetig südwärts ansteigender Achse am Seehorn die Plateauhöhe des Steinernen Meeres erklommen hat und hier in der Gipfelfaltung am Funtenseetauern bis zur Laubwand ausklingt. Die begrenzenden Ufer sind einmal die Steinberge, dann die Hebungswelle im Süden der Hochkaltergruppe, die vom Hirschbichl ab zwar unter die Decke hinabtaucht, aber in ihrer geradlinigen Fortsetzung doch noch in der basalen Jurazone des Tälernalprückens nachwirkt.

Geradeso wie im Dürrnbachhorn—Sonntagshornzuge, so macht sich auch saalachaufwärts ein sekundärer Verfaltungsversuch bemerkbar, dessen südwest—nordöstliche Achsen auf die alttertiäre „bayrische“ Faltung hinweisen. Nur unvollkommen ist diese den frühverstarrten Flanken des alten „Waidringer“ Faltenstaus Herr geworden. Eine Sattelung schiebt sich zwischen Loferer und Leoganger Steinberg und mit der Dolomitmasse des Hundsfußes gegen das Herz der Mulde vor, eine zweite, noch weniger gelungene erhebt sich im stolzen Gipfel des Birnhorns und verläuft über den Kamm der Schoßhörner, unbedeutendere Antiklinalen wellen die Nordflanke des Loferer Steinberges; verbrochene Halbsynklinalen stehen zwischen Breit- und Vorderhorn, am Lahnerhorn in Nieder- und Hochgrub gegenüber. Auch dem Verhältnis von Watzmann zu Hochkalter liegt ein analog gebauter Kuppelsattel zugrunde [1]). All diesen sekundären Formen ist im Gegensatz zur formvollendeten Großzügigkeit der älteren Faltung unfertige Gestaltung und rasche Achsenversenkung zu eigen; der Kern der Großmulde wird kaum mehr davon berührt.

Jünger als die besprochenen Ereignisse muß jener energische Senkungsvorgang gewesen sein, der die Saalachsenkschollen in die Tiefe gleiten ließ. Es ist nicht ohne allgemeines Interesse, daß die Zerspaltung des Saalachwestbruches, der hier so rücksichtslos die „bayrischen“ Halbfalten durchsetzt und abschneidet, in drei ungleich starke Äste und deren allmähliches Ende so Schritt für Schritt zu verfolgen war, einmal längs des Ostrandes des Loferer Tales zur Westseite des Großen Ochsenhorns, dann übers Turneck ins Saalachtal von Dürrnberg und schließlich als wichtigste Linie über Stroh-

[1]) Verbiegungen im „bayrischen“ Sinn sind auch am Westrand des Steinernen Meeres, besonders im Kamm Schindlkopf—Persailhorn deutlich.

wollen—Wildental zum Goldnen Zweig. Wie es sich schon bei Unken bewahrheitete, so ist der gleiche Vorgang auch während des südlicheren Verlaufes zu bestimmen: stets erfolgt längs dieser Bahn östliche Schollenversenkung sehr erheblichen Betrages an ursprünglich wohl nahezu saigeren Flächen. Erst südlich Oberweißbachs ist auch die letzte Wirkung dieser das Saalachtal von Reichenhall an in 35 *km* langem Schwung vorzeichnenden Linie erloschen.

Das an Wichtigkeit überragende Ereignis der Salzburger Alpen ist die juvavische Deckenbildung, deren 30 *km* langer, erosionszersplitterter Seitenrand zwischen Hochkranz und Reichenhall uns heute nach eingehender Spezialbearbeitung seines Schleiers enthüllt vor Augen liegt. Es gilt die regionalen Charaktere des besprochenen Gebietes zu sammeln. Die Basis liegt mit 20° kaum übersteigenden Winkeln nordostfallend am Rauhenberg, westlich und nördlich einfallend in der Gruppe der Hundshörner und Laimbichlhörner, südfallend am Gerhardstein und nordfallend am Hochkranz. Obwohl, wie aus einem Vergleich der Profile wohl deutlich genug hervorgeht, von einer eigentlichen Verfaltung nicht die Rede sein kann, sind Einbiegungen der Auflagerungsfläche nicht verkennbar. Es ist dabei wohl kein Zufall, daß diese außer Zusammenhang mit der ältesten Großfaltung stehen, wohl aber sich der bayrischen Wellung einzuordnen scheinen. Denn die muldenartige Einbiegung der juvavischen Fläche zwischen Gerhardstein und Hochkranz fällt mit der Mulde des Lahnerhorns, die bedeutende Elevation des Schubrandanstriches an der Südseite des Wildenbachtales mit der Sattelung der Schüttachgräben zusammen. Wir dürften demgemäß die „bayrische" Faltung der Deckenbildung gegenüber als sekundäres, jüngeres Formungselement betrachten[1]).

Die Decke selbst zeigt Faltung besonders deutlich am Gerhardstein und in der Hundshorngruppe. Unzweifelhaft handelt es sich dabei um bereits als fertig zur Verfrachtung gekommene Faltenwellen; an dem heutigen Platze können sie keinesfalls entstanden sein. Die Falten des Gerhardsteins haben ja nicht den geringsten Zusammenhang mit dem Untergrund, schließen sich dafür mit jenen aus dem Lofer—Unkener Gebiet zu einem ursprünglichen Ganzen zusammen. Die Deckenbildung wäre so den Faltungsperioden zwischengeschaltet.

Es braucht nach den Detailschilderungen wohl kaum der vielen Worte, darauf hinzuweisen, daß das juvavische Ereignis, wie immer auch die Entstehungskeime geartet sein mochten, mit Überfaltung wenig gemein hat. Das haben doch wohl schon meine Untersuchungen zwischen Unken und Lofer bewiesen, es war das Resultat der Auf-

---

[1]) Diese Beobachtung stimmt gut mit jenen Schlüssen überein, die man an deren Orts in den Salzburger Alpen aus der Lagerung und Verbreitung der Gosauschichten ziehen muß; sie war mir leider in meiner Arbeit über das mittlere Saalachtal noch nicht zur Gewißheit geworden, so daß ich dortselbst allerdings mit großer Unsicherheit das juvavische Ereignis für jünger als die bayrische Faltung ansprach. Infolge der neueren Forschungen besonders C. Leblings etc. glaube ich daran nicht mehr festhalten zu dürfen.

nahme Gillitzers von der Reiteralm, Krauß' von der Reichenhaller Gegend und meine Begehungen im oberen Saalachtal können mich nur immer wieder darin bestärken. Um Massenübergleitung auf flachgeneigter Förderbahn über gefaltetes, doch vielleicht schon einnivelliertes Grundgebirge hinweg und mit verfaltetem Gestein in der Decke muß es sich bei der juvavischen Deckenbildung gehandelt haben.

Und die Decke ist trotz aller Heteropie einheitlichen Charakters. Wohl unterschied ich zu bequemerer Darstellung eine auch tektonisch umgrenzte Vorzone und Hauptzone innerhalb der Berchtesgadner Schubmasse. Aber diese Einteilung ist nicht etwa identisch mit einem Deckenbau höherer Ordnung. So wichtig auch jene die beiden Zonen trennende Fuge (Saalachostbruch) ist, so wenig stimmt sie ihren Eigenschaften nach (vergl. G. Gillitzer und oben pag. 58 und 62) mit dem Ausstrich einer Überschiebungslinie überein, selbst die Eigenheit, daß längs ihr stellenweise Hauptzone auf Vorzone steil aufgepreßt ist, kann recht wohl mit sekundären Bewegungen in Zusammenhang stehen.

Immer wieder, wie schon im mittleren Saalachgebiet stellt sich die Frage entgegen, warum auf der Vorzone keine Schollenreste der Hauptzone schwebend erhalten liegen, warum unter der letzteren die erstere fehlt und unmittelbar basales Gebirge auftaucht. Die besser erhaltenen Plateaureste der Vorzone (Gerhardstein) zeigen nirgends jene intensive tektonische Beanspruchung, die ein ehemals überfahrener Gebirgsteil aufweisen müßte. Und wenn schon die Auswalzung der Zwischendecke an so vielen Stellen, wie es die heutigen Aufschlüsse erfordern müßten, bis zu völliger Ausdünnung gediehen war, dann müßte immer noch eine Art „Brekziendecke" oder aber irgendwo eine tektonische Anhäufung der verquälten Masse der Vorzone vorhanden sein — vergeblich sucht man nach beiden im Saalachtal.

Wie wenig harmoniert die Annahme von Teildecken mit dem tatsächlich Gegebenen, wenn man das Fazieskriterium, da ja gerade von überfaltungstheoretischer Seite immer wieder übertrieben ausgebeutet wird, heranzieht. Wir können da unterscheiden:

eine vorderste Zone *A* (Hochkranz—Gerhardstein—Rauhenberg—Lerchkogel—Dietrichshorn) mit Zlambach- und Hallstätter Gesteinen, besonders auch Hallstätter Dolomit, geringmächtigem Ramsaudolomit, Reichenhaller Dolomit und Werfener Schichten;

eine Zone *B* (Vokenberg—Maurach—Au) mit geringmächtigem Reiteralmkalk und Hierlatzkalk, Hallstätter Dolomit mit Einlagerungen von Halobienkalken, geringmächtigem Ramsaudolomit;

eine Zone *C* (Hundshorn—Perhorn—Mairberg) mit anschwellendem Reiteralmkalk, ausspitzenden Zungen der Hallstätter Entwicklung ohne Hallstätter Dolomit, mit allmählich mächtiger werdendem Ramsaudolomit nebst Reichenhaller Dolomit über Werfener Schichten.

Die Hauptmasse der Reiteralm *D* endlich besteht aus sehr mächtigem Dachsteinkalk und ebenso sehr mächtigem Ramsaudolomit über Werfenern ohne Spur von Hallstätter Einfluß.

Diese Zonen folgen, wie ein Blick auf die Karte kundtut, in konzentrischen Bögen genau derart nacheinander, wie es theoretisch

im Hinblick auf normale Faziesverknüpfung zu erwarten wäre; dabei hat der tektonisch höchstgelegene Teil — die Hundshornmasse — eben wegen seiner räumlichen Nähe zur Randzone *A* und *B* die vermittelnde Serie von *C*, der weiter einwärts gelagerte Stock der Reiteralm besitzt dagegen das Faziesextrem, obwohl aus Gillitzers Aufnahmen hervorgeht, daß die Mairberg—Perhornmasse, die im Verhältnis zur Hundshornmasse als liegend gelten muß, mit dem Hauptkörper *D* nicht nur nicht durch Überschiebung des letzteren auf die erstere verbunden ist, daß vielmehr *D* in ersterer durch Senkvorgänge eingelassen erscheint.

Man könnte es schließlich versuchen, *A* allein *B*, *C* und *D* zusammen als Teildecken gegenüberzustellen, etwa dem Nowakschen Schema folgend. Die lokaltektonischen Einwände sind jedoch allesamt ebenso gültig wie im erst erläuterten Fall; die so innig stratigraphische Verknüpfung würde eine willkürliche Zerschneidung erfahren.

Wir kommen zu dem Schluß, daß innerhalb der Berchtesgadner Decke die einzelnen Schollenelemente im wesentlichen eine solche Lagebeziehung zueinander haben, wie sie diese von Anfang an besessen haben müssen; daß nur randliche Teilüberschiebungen vorliegen; daß die Sedimente der Decke einem und demselben Ablagerungsbecken zuzurechnen sind, das allerdings einer kräftigen Heteropie unterworfen war.

Es ist charakteristisch, wie der Saalachwestbruch nicht nur in weitausholendem Bogen sich dem seitlichen Deckenrand von Reichenhall bis Oberweißbach anschmiegt, sondern wie er auch gerade da bis zum Erlöschen sich abschwächt, wo der letzte Deckschollenrest (Hochkranz) dem tirolischen Untergrund entragt; würde es sich nicht schon aus zahlreichen Einzelheiten im Verlauf saalachabwärts ergeben haben, so müßte hieraus allein auf ein relativ junges Alter der Senkungsbewegungen geschlossen werden und so haben wir sie denn auch bereits als nach dem juvavischen Ereignis und nach den Verbiegungen im „bayrischen Sinne", d. h. frühestens als im Alttertiär eingetreten gedeutet.

Trotzdem gehört dieser so bedeutsame Sprung noch nicht der großen Gruppe der jüngsten Bewegungen an, deren gesamte Auswirkung einer gegen West vordringenden Querfaltung zuzuschreiben ist. Das Studium dieses Phänomens wird stets auf das klarsterschlossene Beispiel im Berchtesgadner Land, auf die Hochkalterüberschiebung zurückzugehen haben.

Die alte, nordwest—südöstlich streichende, die Unkenbach—Seehornmulde flankierende Sattelwelle ist heute nach SW überbeugt, in ihrem Kern zerspalten und von einer nach Nordost geneigten Bewegungsfläche durchsetzt, längs welcher die Masse des Hochkalters und Watzmanns ein Stück weit südwestlich über die bereits deckenbeladene Mulde herübergewandert ist. Keine aus einer anderen Richtung wie aus Nordost wirkende Kraft kann zur Erklärung dieser klaren Verhältnisse herangezogen werden. In imponierender Höhe das erosionszernagte Deckschollenland überthronend, von heute noch ungetrübt morphologischer Frische (vergl. pag. 23) erweist sich diese Bewegung schon dadurch als die relativ jüngste in weitem Umkreis.

Das Andrängen der gewaltigen Bergmasse schürfte den zunächst in Mitleidenschaft gezogenen Muldensaum in tiefen Wunden empor; in der Nähe des „Kematenbruchs“ ist jede Schichtfläche zur Bewegungsbahn des höheren, älteren über das tiefer gelegene, junge Muldenkerngestein geworden; so intensiv ist der Vorgang, daß am Hirschbichl die ganze, normalerweise über 1700 *m* starke Schichtreihe vom karnischen Niveau zum kretazischen Muldeninneren durch Abschürfung und Schuppenüberholung auf 200 *m* Ausstrichbreite reduziert ist!

Eine Schar nordwest—südöstlich streichender Schuppenflächen durchzieht die alte Muldung, vom Seehorn hinab bis zur Saalach bei Frohnwies stets der Formel gehorchend, die älteres Gestein im Nordost mit zunehmender Bahnversteilung auf der der Kraftheimat abgewandten Seite auf jüngeres im Südwest geschoben fordert. Der Saalachwestbruch aber hat ursprünglich gerade den gegenteiligen Bewegungssinn — und deutlich brandet gegen ihn wie gegen ein Felsenufer die jüngere Bewegung heran. In rückläufigem Sinne zum ehemaligen Vorgang stoßen unter dem versenkten Muldeninneren die Keile des härteren Liaskalkes über Aptychenschichten, die festen Bänke des letzteren über Neokom gegen das Hindernis vor und geben zusammen das auf den ersten Blick so widersinnig erscheinende Störungsbild zwischen Wildental und Oberweißbach. Bei St. Martin biegt der Saalachwestbruch um 4 *km* nach Westen aus; wie mächtige Eisschollen über den geborstenen Staudamm ergießen sich nun die Deckschollen auf der jungen Unterlage gegen West. Der Kirchental—Breithornbruch ist die vorwärtsführende Randspalte. Das basale Gebirge wird an der Anderlalm zu einer rechtwinklig zur neuen Kraftrichtung eingestellten Zwergmuldung verpreßt und auch hier sind die allerdings weniger gefügigen Kalkmassen von Scherflächen parallel zu den Hauptschichtfugen durchzogen. Unter der Last der Deckscholle des Rauhenberges werden die jungen basalen Schichten gegen die Randspalte herangewälzt, krümmen sich in engen, wieder aufs neue zerschlitzten Zwangsfalten und ein abgestoßener Splitter der Decke bohrt sich am Wechsel jäh in das Liegende.

Auch rings um das Loferer Tal vermag keine aus einer anderen als nordöstlichen Richtung wirkende Kraft die schön erschlossene, leicht übersehbare Reihe von Tatsachen zu erklären.

Wir betreten schwierigeren Boden auf den der Reiteralm vorgelagerten Höhen. Intensive Stauschuppung ward auch hier im lokaltektonischen Teil geschildert; kräftigste tektonische Reduktion, ja Unterdrückung des gesamten Dolomits zwischen Reiteralmkalk und Werfenern im Schuppungskontakt waren beschrieben worden. Die Flächen neigen an Stellen stärkster Verschubweite nach Süd oder Südwest.

Wir können es mit einer mehr oder minder gleichzeitig mit der Deckenbildung eingetretenen Komplikation zu tun haben. Nehmen wir für diese eine südnördlich wirkende Kraftquelle an, so bleibt es recht sonderbar, daß die Störungsintensität an den zwei südlichst gelegenen Punkten (Wildental und Sulzenstein) sich bis zum Erlöschen verringert; wo ist auch die ausgefallene Dolomitmasse in Linie Almwald—Hundsalm geblieben?

Einige Beobachtungen und Überlegungen deuten mir doch auf eine andere Erklärungsmöglichkeit.

Die Hundshornschuppe liegt der Perhornmasse mit einer Schubebene von ostwestlichem Ausstrich und wechselnder Neigung auf; im westlichen Teil herrscht flaches Südfallen, gegen Ost muß rasche und vollständige Versteilung Platz greifen. Der Saalachostbruch ist eine großenteils steil ostfallende Bahn, an der die östlichere Hauptzone über die Saalachsenkschollen ein Stück weit heraufgepreßt wurde. Die Schuppenflächen des Keiles von Dachsteinkalk an der Hundsalm versteilen nach Südost längs des Laimbichlkammes zur Überstürzung. Am Schoberweißbach durchfurcht eine saigere ostwestlich streichende Störung beide Uferhänge der Saalach. Eine einfache Vertikalbewegung gibt nur westlich des Flusses eine einigermaßen befriedigende Erklärung; verfolgt man dagegen die Ausstriche des Streifens von Reiteralmkalk bei Au, so muß man am Sellauer 800 *m* westlich wandern, um den Anschluß wiederzufinden. Wie ein Sporn schiebt sich hingegen die bayrische Sattelwelle der Schüttachgräben an der Wildenbachklamm dem westlichen Massenandrang entgegen, als mächtige Stauwehr.

Ließe sich nun das so eigenartige, durch keine jüngeren Bewegungen wesentlich gestörte Schuppungsbild im Vorlande der Reiteralm nicht auch durch die Auswirkung der Massenwanderung gegen West entstanden denken?

Man stelle sich nur vor, daß der tirolische Sattelsporn im untersten Wildental fürs erste die andrängende Hundshornmasse gewissermaßen festhielt. Nördlicher war dem Vordringen längs der Schoberweißbach—Wimbachspalte aber schon der Weg gewiesen. Die Hundshornmasse wird in diesem Moment selbst zum Hindernis, an dem sich die nördlicher vorbeitreibenden Schollen wieder stauen; sie wird emporgedrängt und unter sie bohren sich Teile der weniger gehemmten Schollen in abschürfender Unterschiebung. Die Dolomitmasse der Laimbichlhörner folgt länger dem gleichen Impuls und führt die Überkippung der Almwald—Hirschbichllinie herbei; auch der ehemals wohl saigere Saalachostbruch ist so gegen West überstürzt.

Ich kann keinen stichhaltigen Grund sehen, der eine solch einheitliche Erklärung verbieten würde.

So großzügig auch immer uns die ostwestliche Querfaltung entgegentreten mag, wir dürfen nicht vergessen, daß es nur das Jugendliche ihrer Züge ist, was uns das aneinanderfügende Verständnis so erleichtert. Auch an der gerissenen Überfaltungswelle der Hochkaltermasse ist es nicht zu einer Bewegung gekommen, die die Bezeichnung „Deckenbildung“ verdienen würde, wenn auch alle Vorbedingungen hierfür, ja das erste Stadium einer solchen schon gegeben sind. Der bewegende Massenimpuls hat sich eben nicht an einer einzigen Fläche verdichtet, er hat sich vielmehr zersplittert längs einer Unmenge von Seitenwegen. Das ausschlaggebende Ereignis für die Berchtesgadner Alpen war und ist bis heute die juvavische Übergleitung geblieben, die eine ortsfremde, völlig von ihrer Heimat getrennte Schollen gewaltigen Umfangs versendete. Juvavische Deckenbildung und die posthume Querfaltung haben nichts miteinander zu tun.

Überblicken wir nochmals die soeben abgeleiteten Beziehungen der Massenbewegungen, so erhalten wir folgende Tabelle relativer Zeitigkeit:

1. Alte Faltung im Waidringer Sinne; Faltung der Decke.
2. Juvavische Deckenüberschiebung.
3. Bayrische Faltung von Basis und gleichgerichtete Verbiegungen der Deckenfläche.
4. Saalachsenkbrüche.
5. Ostwestliche Querfaltung.

Es ist leider innerhalb des besprochenen Gebietes wegen des gänzlichen Mangels jungkretazischer und tertiärer Ablagerungen nicht möglich, die relative Zeitbestimmung in eine absolute umzusetzen. Einer vergleichenden Untersuchung der gesamten Salzburger Alpen muß dies überlassen bleiben. Bei der endgültigen Festlegung des Alters der großen tektonischen Bewegungen in diesem Teile der Nordalpen wird jedoch, wo immer es nun abzuleiten sein möchte, es nicht versäumt werden dürfen, mit der hier gegebenen Folge der Ereignisse sich in Einklang zu setzen.

Inhaltsverzeichnis.

Verzeichnis der Textfiguren.

Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna.

Von **Franz Toula.**

Mit 4 Tafeln (Nr. IV [I]—VII [IV]) und 4 Textfiguren.

Schon im Jahre 1885 machte ich auf einer der programmmäßigen Exkursionen meiner Lehrkanzel nach Baden und Umgebung die Wahrnehmung, daß gewisse dunkelgraue bis schwarze Kalke, welche beim Verwittern hellgrau umgefärbt werden, auf der rechten Talseite des Rauchstallgrabens nach dessen Umbiegung anstehen, dort, wo der Graben in die Talweitung übergeht, an deren Westende das Jägerhaus steht, hinter welchem dann links das „Weichseltal“ gegen den Lindkogel hinaufzieht, während rechts der Weg auf den niederen Sattel führt, der zur „Hochwiese“ hinüberleitet, in das breitmuldige Tal, das in die Rauchstallwiesen im Schwechattal ausmündet. Auf Dr. Alexander Bittners geologischer Karte, in seinem vortrefflichen Buch über „Hernstein“ (1882) werden in dieser Mulde Lunzer Sandsteine eingezeichnet, die man auch anstehend antrifft.

Diese bilden offenbar auch den Untergrund der Jägerhaustalweitung und lassen sich bis an jene Umbiegungsstelle des Rauchstallgrabenweges noch abwärts verfolgen, wo sie an der rechten Talseite und am Nordhange der „Steinerhöhe“ (höchster Punkt mit der Kote 482 *m*) bis etwa 40 *m* über die Talsohle hinaufreichen, wenigstens auf der von der Umbiegungsstelle gegen SW führenden Linie, auf welcher ich zur Steinerhöhe hinaufstieg. Weiter hinauf folgen dann graue, etwas dolomitisch aussehende Kalke, welche wohl als dem Reiflinger Horizont angehörig betrachtet werden dürften, als Fortsetzung der von Bittner auf seiner Karte am N- und NO-Hange des Hohen Lindkogels (831 *m*) eingezeichneten „Reiflinger Kalke“. Sie bilden auf der Steinerhöhe kleine Felsbuckel im Walde. Unweit der erwähnten Kote 482 stehen dann am Waldwege eigenartig ausgelaugte löcherige Kalke an, welche mich lebhaft an die Kalke erinnerten, die rechts von der Fahrstraße Brühl—Gießhübl anstehen und als untertriadisch angesehen werden.

Kurz vor dem Jägerhause treten die dunkelgrauen Kalke an den Südrand der Talweitung an den Lunzer Sandstein hinab. An der Umbiegungsstelle fand ich (1885) in diesen Kalken neben undeutlichen anderen organischen Einschlüssen ziemlich häufige rundliche

und ringförmige Querschnitte auf den Verwitterungsflächen, welche ich damals für Gyroporellen zu halten geneigt war, während ich mich später überzeugte, daß sie von röhrenförmigen Spongiten herrühren.

Ich habe diese Fundstelle 1888, 1891, 1895, 1896, 1899 und nach längerer Unterbrechung 1909 wieder besucht, zuletzt aber wiederholt im Jahre 1912. Allgemach habe ich ein großes Material von Spongiten, Korallen, Cidaritenstacheln, Brachiopoden, Bivalven und spärliche Gastropoden zusammengebracht.

Im Jahre 1891 fand ich dieselben Kalke beim Anstiege zu dem Sattel gegen das Schwechattal wieder neben dem Lunzer Sandstein, und zwar an dem Rücken, der gegen die Kote 510 hinaufzieht, die sich auch auf Al. Bittners Karte eingetragen findet.

Erst die jüngste Zeit hat die Lösung der Frage nähergebracht. Bei einer der Lehrkanzelexkursionen im Jahre 1912 (sie wurde von Dr. J. Porsche geleitet) war einer der Exkursionsteilnehmer, Herr k. u. k. Hauptmann Hofrichter, so glücklich, ein Bruchstück von *Trachyceras* mit Abdruck aufzufinden und bald darauf ein fast vollständig erhaltenes Exemplar.

Ich unternahm auf das hin eine zweite Exkursion, welche mein Material wesentlich vergrößerte, so daß ich es nun unternehmen kann, dasselbe einer näheren Untersuchung zu unterziehen. Die häufigsten Funde blieben nach wie vor die Spongiten, so daß ich diese dunklen Kalke zunächst als Spongitenkalke bezeichnen wollte.

Beim Abstieg von der Steinerhöhe, auf dem Waldwege südlich vom Kamme, gegen das Weichseltal, und in diesem gegen das Jägerhaus, passierte ich dunkle graue Kalke, welche transversal von WNW gegen OSO hinüberstreichen, ein Zug, dem auch das an Fossilien so reiche Gestein angehört, das die Kuppe im Walde unterhalb Kote 510 zusammensetzt und Wände an dieser Kuppe bildet. Sowohl die an der NO-Seite, wo wir unsere Aufsammlungen vornehmlich vornahmen, als auch die gegen S und SW gerichteten Steilhänge bestehen aus den Spongitenkalken. Wir befinden uns hier in der Partie der mittleren und oberen Trias, welche Al. Bittner (Hernstein 104) als die „abnorme Lagerung des Helenentales" bezeichnet hat. Schon die beiläufige Grenze seines „Reiflinger Kalkes" am NO-Hange des Hohen Lindkogels gegen die „obere Trias" (ob Hauptdolomit, erscheint mir fraglich) zeichnet er von W—O bis NW-SO ein. Diese Richtung nimmt er auch für den Lunzer Sandstein der Hochwiese an, welche dann oberhalb der Cholerakapelle W—O wird. Auch die dunklen Spongitenkalke scheinen WNW—OSO zu verlaufen. Diese Scholle scheint die ganze Lindkogelmasse bis an die Schwechat zu umfassen und von der tertiären Muldenausfüllung St. Veit—Gnadenweith, nordöstlich von der Triesting, bis an das Badener Tertiärbecken zu reichen. Sie mag durch Stauung beim großen Zusammenschube gegen NNW in ihre absonderliche Stellung gekommen sein. Hinter dem Jägerhause treten schieferige weiche Mergel mit muscheligen Absonderungsformen auf, welche bereits dem Lunzer Horizont zuzurechnen sein dürften (Reingrabener Schiefer?). Mir glückte es nicht, darin Fossilien aufzufinden. Die Sandsteine selbst setzen den unteren

Teil des Hanges unterhalb der brüchigen Wände des Spongitenkalkes hinter dem Jägerhause zusammen.

Nach Al. Bittners Karte setzt sich der Lunzer Sandstein quer über die Burgstallhänge (oberhalb der Cholerakapelle) fort bis an die Schwechat und dürfte mit dem bei Sattelbach, zwischen seinem Reiflinger Kalke und den Dolomiten (Hauptdolomit) des Ebenberges (Kote 498) auftretenden Lunzer Sandstein, entlang dem Schwechatlaufe, in Verbindung stehen, nördlich von dem die Nordosthänge des Hohen Lindkogels und Kaltenberges bildenden „Reiflinger Kalk“-Horizonte.

Alex. Bittner hat (l. c. pag. 63) nach D. Sturs Vorgang als Reiflinger Kalk alle Gebilde zusammengefaßt, welche zwischen dem Gutensteiner Kalk und, wo dieser nicht nachweisbar ist, zwischen den Werfener Schiefern und dem Niveau der Wengener Schiefer Sturs (Aonschiefer bei Hertle) gefunden werden. Sehr oft, aber nicht immer und überall, nehmen knollige, kieselige Kalke, die zuweilen zu mächtigen, „anscheinend ungeschichteten Massen verschmelzen“, das höchste Niveau des ganzen Komplexes ein.

Ich muß gestehen, daß ich bei meinen Jägerhauskalken an Äquivalente dieses obersten Horizonts der Reiflinger Kalke gedacht habe.

Bittner führt (Hernstein 1882) von Fossilien aus dem Reiflinger Kalkkomplex an: Bruchstücke eines Ammonitenabdruckes und Fragmente einer *Halobia* oder *Daonella* (vielleicht *Daon. parthanensis*) vom Gütenbach bei Kleinzell (Hernstein pag. 66). Auch bei Oberhöflein (l. c. pag. 77) wurden Daonellen aufgefunden (*Daonella parthanensis*). Vom Burgstallberg im Helenentale wurde das Vorkommen von *Orthoceras cf. dubium v. H.*, *Ceratites binodosus v. H.*, *Amm. Studeri v. H.*, *Rhynchonella cf. semiplecta Mnst.* und *Halobia Sturi Ben.* angegeben (Bittner l. c. pag. 73). Daß im Reiflinger Horizont auch eine Riffazies mit Dactyloporiden anzunehmen sei, zum Beispiel an der Klause des Buchberger Wasserfalles, hat Bittner (l. c. pag. 76) angenommen. Freilich sind es „weißgraue und weiße Kalke“, neben roten an Hallstätter Kalk erinnernden Bildungen. Erwähnt sei auch das Vorkommen einer kleinen *Koninckina sp.* an der Hohen Wand (l. c. pag. 80) in „dünnbankigen Lagen“ nahe der klotzförmigen Masse des Glendberges, aber auch aus fleckenmergelartigen Gesteinen, welche mit Crinoidenkalken verbunden zu sein scheinen (l. c. pag. 81), welche (l. c. pag. 83) an Zlambachschichten des Salzkammergutes erinnern, führt Bittner *Koninckina* an.

Die Fauna der dunklen Kalke vom Jägerhause ist eine sehr artenreiche. Man darf aber nicht glauben, daß deshalb die Kalke als besonders fossilienreich zu bezeichnen seien. Das vorliegende Material ist das Ergebnis von zusammen vielstündiger Sammlerarbeit. Zahlreiche der Böcke, welche zerschlagen werden mußten, haben die Mühe nicht gelohnt, und um ein paar brauchbare Stücke zu erhalten, haben sich förmliche Haufen zertrümmerten Materials ergeben. Da die Fossilien nur selten — mit Ausnahme der Spongiten, die manchmal größere Blöcke zusammensetzen — ausgewittert sich finden, sondern zumeist erst beim Zerschlagen erhalten wurden, erklärt sich auch das häufige Auftreten von Bruchstücken, deren Bestimmung

zweifelhaft bleiben mußte, was die vielmals auftretenden „?“ bei den Namen erklärlich finden läßt. Da jedoch ein neues Vorkommen ein Eingehen auf alle vorliegenden Einzelheiten erheischt, durfte ich nicht zaudern, auch schlechtererhaltene, für den Fundort neue Vorkommnisse zu erörtern, selbst auf die Gefahr hin, daß mir der Vorwurf gemacht werde, ich hätte nur sicher Bestimmbares berücksichtigen sollen.

Es handelt sich bei diesen Kalken um eine Fauna, einen Horizont, eine Fazies, die wenigstens im östlichen Teil der nördlichen Kalkzone der Alpen bisher in ähnlicher Reichhaltigkeit nicht nachgewiesen worden ist.

Es verhält sich dies ähnlich so, wie mit der Auffindung der Acanthicusschichten in den Voralpen bei Gießhübl im „Höllensteinzuge“ (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XVI., 2. H., 1907). Der Erhaltungszustand der mehr als 1000 Ammoniten, welche ich dort zusammenbrachte, war auch ein mißlicher und es kostete mich große Überwindung, die Bearbeitung durchzuführen, die Dinge zu unterscheiden und so gut es nur gehen wollte zu messen, zu vergleichen und zu bestimmen. Mein verewigter Kollege V. Uhlig, ein Mann, der bei seinen monographischen Arbeiten in der Regel viel besser erhaltene Fossilien behandeln konnte, hat sich nicht gerade freundlich über die wenig gut erhaltenen Ammoniten und deren Bestimmung ausgesprochen — offenbar nur nach den Abbildungen allein urteilend. Die Objekte wurden meisterhaft photographisch wiedergegeben, weil ich nichts verschönert wissen wollte. Hätte ich diese Ammoniten unbearbeitet und sie lieber im Steinbruche lassen sollen? Sie wären alle in den Wiener Straßenschotter gewandert und der Nachweis eines für ein größeres Gebiet neuen Horizonts hätte sich vielleicht auf eine Notiz beschränkt und wäre verschollen. Das ganze Schichtenvorkommen selbst ist heute in die Steinbrechmaschine gewandert, verschwunden; vielleicht, daß es einem späteren Arbeiter auf diesem Gebiete gelingt, ein neues aufzufinden, vielleicht mit besser erhaltenen Fossilien. Meiner Meinung nach kommt den Wachstumsverhältnissen der Ammonitenschalen eine wenigstens ebenso große Bedeutung bei der Bestimmung zu als den Skulpturerscheinungen und sie mußten, da es sich vornehmlich um Steinkerne handelte, ganz besonders berücksichtigt werden und habe ich deshalb die Mühe nicht gescheut, wo es nur anging, vergleichende Messungen auszuführen, welche freilich nur im Text zu verfolgen sind.

Ähnlich so verhält es sich mit den Jägerhauskalken. Seit dem Jahre 1885 sammle ich an diesen Materialien. Als ich eine gewisse, nicht unansehnliche Menge von Formen zustande gebracht hatte, lud ich (1898) meinen verewigten Freund Alexander Bittner ein, sich die Sachen anzusehen, und sie reizten ihn so sehr, daß er selbst Aufsammlungen an der Fundstelle vornahm, deren reiches Ergebnis beweist, wie hingebend er diese Sammelarbeit betrieben hat. Zur Bearbeitung ist er leider nicht mehr gekommen. Wie sie mich erfreut hätte, brauche ich nicht zu versichern, alles, was ich hatte, wäre ihm ja auch zur Verfügung gestanden. Wie ich schon sagte, wurde für mich selbst die Sache erst spruchreif, als im letzten Sommer Herr Hauptmann Hofrichter die Ammoniten herauszuschlagen so glücklich

war, die, soviel ihr Erhaltungszustand auch zu wünschen übrig läßt, die Fauna ihrem fraglichen Alter nach erst in engere Grenzen eingeschlossen und mich zur Fortsetzung der mühseligen Präparier- und Vergleichungsarbeit veranlaßten.

Mein verewigter Freund Bergrat Dr. Friedrich Teller machte mich übrigens bei Gelegenheit der Ankündigung meiner Arbeit über die Jägerhaustrias erst darauf aufmerksam, daß unser gemeinsamer Freund Dr. Alex. Bittner gleichfalls beim Jägerhaus gesammelt habe. Seine Aufsammlungen wurden nach längerem Suchen glücklich aufgefunden und durch einen Zettel beglaubigt: „Jägerhaus bei Baden 1898, von Toula entdeckt, Bittner coll."

Bittners Augen waren noch schärfer als die unseren und sein Sammlerglück vielleicht noch größer als das unserige. Unter seinen Materialien finden sich gar manche Formen, die wir nicht aufgefunden haben. Da mich Herr Bergrat Teller aufforderte, dieses Material in meine geplante Arbeit einzubeziehen, entschloß ich mich, es zu tun, so gut ich es vermochte, wobei ich nur wiederholt bedaure, daß die Bearbeitung nicht durch den Verewigten selbst hat erfolgen können.

Bittner hat offenbar den Bivalven und Brachiopoden besondere Aufmerksamkeit geschenkt, doch sind auch aus anderen Klassen gute Stücke von ihm zustande gebracht worden. Jedes seiner Stücke soll getreulich als von ihm beigebracht bezeichnet werden. Diese Stücke befinden sich in den Sammlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, die von mir und meinen Begleitern gefundenen sind in den Sammlungen der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien aufbewahrt.

Schließlich muß ich auch einer Mitteilung gedenken (vom 27. Jänner 1913), welche ich meinem Freunde Regierungsrat Chefgeologen Georg Geyer verdanke. Er schreibt mir wie folgt:

„Noch möchte ich auf die bewußten spongienartigen Formen des Wettersteinkalkes zurückkommen und darauf hinweisen, daß ich diese Sachen ebenfalls einmal im Hilgersbachgraben im Sengsengebirge (SO von Molln) und dann noch auf der Großen Dirn bei Losenstein, hier zusammen mit anderen Fossilien, gefunden und in den Aufnahmeberichten erwähnt habe." Verhandlungen 1909, pag. 132, und Jahrbuch 1909, pag. 34, wird das Vorkommen von korallenähnlichen, zum Teil verzweigten röhrenförmigen Fossilien vom Hilgersbach erwähnt und mit Stoppanis *Hippalimus Villae* verglichen (Petr. d'Esino 1858—60, Taf. XXX, Fig. 8). Ähnliche Bildungen hat Alex. Bittner schon 1886 (Verhandl. 246) erwähnt. Er führt an, daß von Cžjžek schon viel früher (Jahrb. III., 1852) derartige Bildungen erwähnt worden seien. Es dürfte sich dieser Hinweis auf Cžjžeks „Bericht über Arbeiten der Sektion II" (l. c. 62—70) beziehen. Dabei werden (pag. 67) im Gebiete von Molln, von der Großen Dirn und von Losenstein Gervillienschichten, korallenführende Kalke beim Krenbauer usw. erwähnt. Unter den Aufsammlungen dürfte Al. Bittner die fraglichen Bildungen aufgefunden haben. Es ist demnach zu hoffen, daß die Fauna vom Jägerhaus auch weiter im Westen in der nördlichen Kalkzone der Alpen noch aufzufinden sein werde.

Beschreibung der Fauna aus den Jägerhauskalken.

Wie schon erwähnt, spielen die Kalkschwämme, und zwar vornehmlich Pharetronen (*Sycones*) in den dunklen Kalken beim Jägerhause eine ganz besondere Rolle und das Material wäre vielleicht ein eingehenderes Studium wert. Ich kann nicht daran denken, auf eine mikroskopische Untersuchung einzugehen. Für mich handelt es sich in erster Linie um eine stratigraphische Bestimmung der Jägerhauskalke. Ich muß mich daher auf die makroskopische Darlegung und Beschreibung beschränken.

Eine der für mich unbestimmbaren Formen hatte Dr. G. Steinmann die große Güte einer genauen Untersuchung zu unterziehen.

Colospongia dubia (*Münst. spec.*) *Steinmann.*

Taf. IV (I), Fig. 1.

Hierher sind mehrere Stücke unserer und Bittners Aufsammlung zu stellen, die sich von den Abbildungen Steinmanns (Pharetronenstudien, N. Jb., 1882, II, Taf, VI, Fig. 3) nur durch ihre zum Teil ansehnlichere Größe unterscheiden. Die muldig vertiefte Scheitelregion mit der Öffnung der Zentralröhre in der Mitte der Mulde. Die zahlreichen Poren sind kreisrund und haben hie und da sehr deutliche ringförmige verdickte Ränder, so daß wohl auch förmliche durchlöcherte Pusteln entstehen.

Auch die bauchig gewölbten Seiten der gegliederten Stämmchen sind mit gleichgestalteten Poren versehen. Die von Laube an seinem Original zur Darstellung gebrachten Einzelheiten kann ich nicht wahrnehmen.

An einem meiner Stücke sind zwei Individuen seitlich miteinander verschmolzen (Fig. 1 *a*). Das Wachstum scheint übrigens sehr veränderlich erfolgt zu sein. Der Durchmesser der beiden verschmolzenen Individuen, zwischen welche sich ein drittes einschiebt, beträgt 12 und 9 *mm*. Die einzelnen Glieder stehen dicht übereinander.

An einem kleineren walzlichen Stückchen (Fig. 1), welches mir aus einem Stücke meiner Aufsammlung herauszupräparieren gelang und welches sicher zu der etwas größeren Form gehört, sieht man einerseits die Poren am Scheitel und an den Seiten, an welchen Schicht über Schicht recht unregelmäßig folgt, in allen Fällen wohl umrandet, wie mit einem zarten Wall umgeben; ganz besonders scharf ist diese Umwallung an dem großen Scheitelloche zu beobachten.

Von „Osculaköffnungen“ an den Seiten kann ich nichts bemerken. Laube zeichnet ähnliche Umwallungen „tubulierte Osculen“ bei seinen als *Verrucospongia* bezeichneten Formen, wodurch die Bestimmung als „*Colospongia*“ bei dieser Form fraglich wird. Freilich sind die Umrandungen bei *Verrucospongia* viel kräftiger.

Solche Umrandungen finden sich bei gewissen Kreidespongien (z. B. *Manon Peziza* bei Quenstedt, Taf. CXXXII, Fig. 49, 45).

Colospongia dubia var. pustulipora n. v.

Taf. IV (I), Fig. 2.

Ein anderes meiner Stücke zeigt bei viel kleineren Durchmessern (4·6 *mm*) eine Aneinanderreihung von neun Gliedern, deren oberstes in der Scheitelregion dieselbe Oberflächenbeschaffenheit darbietet, mit der mittleren Öffnung. Das hübsche Stückchen bildet ein 27 *mm* hohes Stämmchen, so daß jedes Glied etwa 3—4 *mm* hoch wird. Die Poren sehen so aus als wären es aufgebrochene Pusteln. Vielleicht könnte man diese Form als *Colospongia pustulipora n. form.* bezeichnen.

Colospongia dubia var. pertusa (Klipstein).

Taf. IV (I), Fig. 3.

Ein hübsches Stück der Bittnerschen Aufsammlung gleicht mit seinen verschieden hohen gleichmäßig gerundeten Gliedern recht sehr der von Klipstein als *Manon pertusum* abgebildeten Form. Es ist wie dieses mit runden Pusteln dicht bedeckt. Die Scheitelregion wie *Colospongia dubia*. Das Stück ist 46 *mm* lang, die etwas unregelmäßig übereinanderfolgenden Glieder 4—8 *mm* hoch. *Colospongia dubia Mnst. sp.* bei Münster *Manon dubium* (Taf. I, Fig. 11) und bei Laube (S. 18, Taf. I, Fig. 15) tragen einen ganz anderen Habitus zur Schau als bei Steinmann (1882, Taf. VI, Fig. 3) und Wöhrmann (Jb. 1889, Taf. V, Fig. 1).

Colospongia dubia var. trochiformis n. v.

Taf. IV (I), Fig. 4.

In Bittners Aufsammlung liegt ein kreiselförmiges Stück, welches in der allgemeinen Gestalt etwa mit dem Original Laubes (Taf. I, Fig. 16) sich vergleichen ließe, nur ist es viel größer. Das Stückchen ist 27 *mm* hoch und das letzte größte Glied hat einen Durchmesser von 23 *mm*. Neben den kleinen runden Poren scheinen auf den Seitenflächen vereinzelte Ostien aufzutreten. Die Öffnung am Scheitel ist auffallend groß, sie hat 5 *mm* im Durchmesser und führt in eine weite Leibeshöhle. Leider läßt sich die genauere Form der Poren gerade an diesem Stücke nicht sicherstellen.

Im Anschliff eines Bruches an der Seite sieht man, daß bei den einzelnen wie flache Kappen übereinanderliegenden Individuen unter der von den Poren durchbrochenen grauen Schichten, eine zweite und dritte folgt, die sich durch die etwas verschiedenen Farben leicht erkennen lassen.

Colospongia dubia var.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. IV (I), Fig. 5.

Langröhrige Reihen mit tonnenförmig eingeschnürten Segmenten (von kreisrundem Querschnitte) ähnlich jenen bei *Thaumastocoelia Cassiana Steinmann* (l. c. Taf. VII, Fig. 5), in großer Zahl von ziem-

lich gleicher Größe übereinander. Die Scheitelregion der einzelnen Segmente stark, fast trichterig vertieft, mit kreisrunder Mittelöffnung zum nächsten Segment führend, die Oberfläche auch der Seitenwände dicht mit ungleich großen in der Form der Umrisse veränderlichen Poren bedeckt und mit viel kleineren Zwischenporen. Die gegliederten Körper im Gesteine so dicht nebeneinander stehend, daß man an förmliche Rasen bildende Gruppen und an Verästelungen denken möchte, obgleich eine sichere Verästelung gerade bei dieser Form nicht beobachtet werden konnte. Durchmesser bis über 8 *mm*, Höhe der Segmente bis über 10 *mm*. Die ungleich großen Poren erinnern an *Eudea gracilis Mnstr. sp.* (Laube, Taf. I, Fig. 2), der Durchmesser dürfte bis 13 *mm* anwachsen, doch sind die größeren bei meinen Stücken nicht sternförmig, sondern rundlich unregelmäßig. Die Glieder sind stark abgeschnürt.

Colospongia dubia var. subglobosa n. var.

Taf. IV (I), Fig. 6.

Ein recht interessantes Stück in einem grauschwarzen Kalke liegt in Bittners Sammlung. Es enthält viele ellipsoidische, kugeligschalig gebaute Körper von Erbsengröße, welche auf den ersten Blick aussehen wie größere Oolithkörner. Die Schalen sind im Umkreise etwas verschieden in ihrer Dicke, wodurch das ganze Gebilde wie exzentrisch gebaut erscheint. Die Schalen zeigen eine faserige Textur, wobei die Fasern normal zur Oberfläche stehen. Der innerste Kern ist in mehreren Fällen rein kugelig. Beim Zerschlagen blättern die Schalen ab und bieten dann glatte Kugelflächen dar, mit ungemein feinen Poren, die wie es scheint von etwas ungleicher Größe sind. An zwei solchen Kügelchen glaube ich am Scheitel eine größere Öffnung wahrzunehmen. Die feinen Poren erinnern an die Calcispongien, welche Münster als *Achilleum milleporatum* (Taf. I, Fig. 5), Laube als *Leiofungia* (*From.*) bezeichnete. Quenstedt hat Münsters Namen beibehalten und hat eine Anzahl zum Teil auch fast kugelige Körperchen von St. Cassian zur Abbildung gebracht (Taf. CXL, Fig 38 und 39).

Auch diese Gebilde würden eine mikroskopische Untersuchung erfordern, wozu ich mich nicht berufen fühle — es auch nicht wage.

Kugelige Calcispongien sind aus der Kreide bekannt geworden. Vielleicht schließen sich die besprochenen Formen vom Jägerhause diesen als Vorläufer an.

Die ellipsoidischen Körper erreichen Durchmesser bis zu 6 *mm*. Aus demselben Gesteinsstücke stammt auch eine kleine Bivalve, welche ich als der *Daonella cf. Cassiana Bittner* wenigstens nahestehend bestimmen möchte, wenn auch der Erhaltungszustand der Oberfläche viel zu wünschen übrig läßt. Auch zwei Stückchen von *Posidonomya Wengensis Münst.* steckten im Gesteine.

Herr Geheimrat Steinmann, dem ich ein Stückchen zur Ansicht sandte, bezeichnete es als zu *Colosp. dubia* gehörig.

Colospongia dubia Mnst. sp. nov. var.

Taf. IV (I), Fig. 7.

In meinem Material finden sich zwei ausgewitterte Längsschnitte: der eine läßt nur die tonnenförmigen Glieder erkennen, die etwa einer *Colospongia* entsprechen dürften, der andere (Fig. 7) aber läßt auch die durchbohrten Scheidewände und ihre Kanäle erkennen, deren an zweien der Scheidewände eine größere Anzahl angedeutet ist, so daß man versucht wird, an *Thaumastocoelia Steinm.* zu denken (l. c. Taf. VII, Fig. 5*a*). Auch dieses Stück will ich zur Abbildung bringen. Mein Stück mißt mit sechs Gliedern 39 *mm*, bei einem größten Durchmesser von 10·5 *mm*. Das viergliedrige Stück von *Thaumastocoelia Cassiana Steinm.* ist nur 18 *mm* lang und 8 *mm* dick.

Holocoelia Toulai Steinm.

Taf. IV (I), Fig. 8, 9 und 10.

In meinen und Bittners Aufsammlungen liegen viele unregelmäßig zylindrische mehr weniger gestreckte, zum Teil hin und her gebogene röhrige Verästelung zeigende Stücke. Diese Form bildet, wie größere stark abgewitterte Stücke meiner Sammlung erkennen lassen, förmliche Rasen, indem sie eine Menge von selbst ansehnlich großen Querschnitten zeigen, dicht gedrängt beisammen größere Flächen bedeckend. Beim Zerschlagen ergeben sich immer dieselben röhrigen Gebilde. Eine auffallende Erscheinung vieler Stämmchen bildet die Auflösung der vorher erwähnten, Reifen vergleichbaren Verdickungen der Glieder, in viele Reifen mit verschiedener Breite an verschiedenen Stellen, die sich endlich in durcheinandergeschobene Reifensegmente auflösen. Einzelne der Reifen, die stärker vorragen, zeigen noch die Andeutung einer Gliederung, doch können sich diese Andeutungen auch fast vollkommen verwischen. Leider konnte ich unter meinen vielen Stücken kein einziges finden, welches die Scheitelregion dargeboten hätte, bis ich aus einem der Bittnerschen Stücke ein zweiästiges Stückchen mit halbkugeliger Scheitelregion (Fig. 10), an einem der Äste das halbkugelige Köpfchen mit feinen Poren, herauszupräparieren vermochte. Auch von einer inneren Längsgliederung konnte ich mich trotz Herstellung von Längsschnitten nicht überzeugen. Die Petrifizierung hat alle feineren Einzelheiten im Innern verwischt.

Ich muß mich daher darauf beschränken, einige der Stücke zur Abbildung zu bringen. — Taf. IV (I), Fig, 8, 9 und 10.

Da diese Stücke äußerlich so wohlerhalten sind und ich weder eine Gattung noch eine Art, an die ich vergleichend denken konnte, aufzufinden vermochte, entschloß ich mich ein Probestück an die berufenste Fachautorität Herrn Geheimen Bergrat Dr. G. Steinmann nach Bonn zu senden und ihn um seine Wohlmeinung zu fragen. Er war so gütig, mir die nachfolgenden Auseinandersetzungen zu übersenden und durch seinen Zeichner die beifolgenden bildlichen Darstellungen zu übermitteln, wofür ich ihm zu allergrößtem Danke verpflichtet bin.

„**Pharetronen**. Von G. Steinmann.

Es liegen zwei verschiedene Pharetronenformen vor, die beide zu der Abteilung der *Sphinctozoa* gehören. Ihr Erhaltungszustand kann nur bezüglich der äußeren Form, nicht aber bezüglich der Struktur gut genannt werden, da das Gestein umkristallisiert ist. Die eine Form ist die aus den Cassianer Schichten der Südalpen und Ungarns, sowie aus den unteren Carditaschichten der Ostalpen bekannte

Colospongia dubia (Mstr.) Laube.

Zwei Exemplare, die nichts Bemerkenswertes darbieten. Die andere Form ist nicht nur für die Trias, sondern überhaupt neu. Ich benenne sie als

Holocoelia Toulai n. f.

Textillustrationen Fig. 1—4.

Es ist ein reichlich gegabelter Stock (Fig. 1), dessen Äste i. A. zylindrisch sind, bei den Teilungsstellen rasch ein wenig auseinanderweichen, aber dann nur wenig divergierend, fast parallel miteinander weiter wachsen. Der Durchmesser der Äste schwankt zwischen 0·5 *cm* und 1·0 *cm*. Das Oberende ist in allen Fällen, wo es beobachtet werden konnte, deutlich keulenförmig angeschwollen. Ob an der Spitze der Äste eine zentrale Öffnung vorhanden ist oder nicht, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Ebenso fehlen irgendwelche Öffnungen an den Seiten der Äste, sowohl größere als auch feinere, denn auch im Schliff ist nichts davon zu erkennen. Besonders auffällig und, soweit ich sehe, bezeichnend für diese Form ist die runzelige Beschaffenheit der Oberfläche. Eine quergerunzelte Oberfläche, die an die der Rugosen erinnert oder davon gar nicht unterscheidbar ist, kommt bei Pharetronen vielfach vor, auch bei Sphinctozoen. Bei unserem Fossil lassen sich drei verschiedene Elemente daran unterscheiden.

a) Weit abstehende Wülste in unregelmäßiger Verteilung, meist nur auf einer Seite des Umfanges entwickelt (Fig. 1).

b) Zahlreiche flache, meist linsenförmig gestaltete Wülste; sie verzahnen sich seitlich miteinander und ihre Breite beträgt immer nur einen kleinen Teil des Umfanges. Sie werden durch scharfgeschnittene schmale Furchen getrennt (Fig. 2).

c) Auf diesen kleinen Wülsten beobachtet man gelegentlich und bei günstiger Erhaltung eine zierliche wellige Streifung, eine Art Zuwachsstreifung (Fig. 3). Sie wird hervorgebracht durch schmale scharfe Erhabenheiten, die durch breitere Vertiefungen getrennt sind. Da die Wülste, wie bemerkt, linsenförmig bis rhombisch gestaltet sind, so laufen diese Erhabenheiten nur zwei Seiten der Wülste ungefähr parallel, während sie gegen die zwei anderen Seiten nahezu senkrecht anstoßen. Diese Skulptur scheint nur eine gelegentliche Bildung zu sein.

Abweichend von allen bisher bekannten Sphinctozoen scheint das Innere der Zweige ganz hohl zu sein und eine innere Segmen-

tierung ganz zu fehlen. Da bei *Colospongia dubia*, die mit unserem Fossil zusammen vorkommt, die zentrale Röhre und das davon ausgehende Maschengewebe leidlich gut erhalten sind, so kann das Fehlen jeglicher inneren Skelettbildungen auch nicht wohl im Erhaltungszustand allein begründet sein.

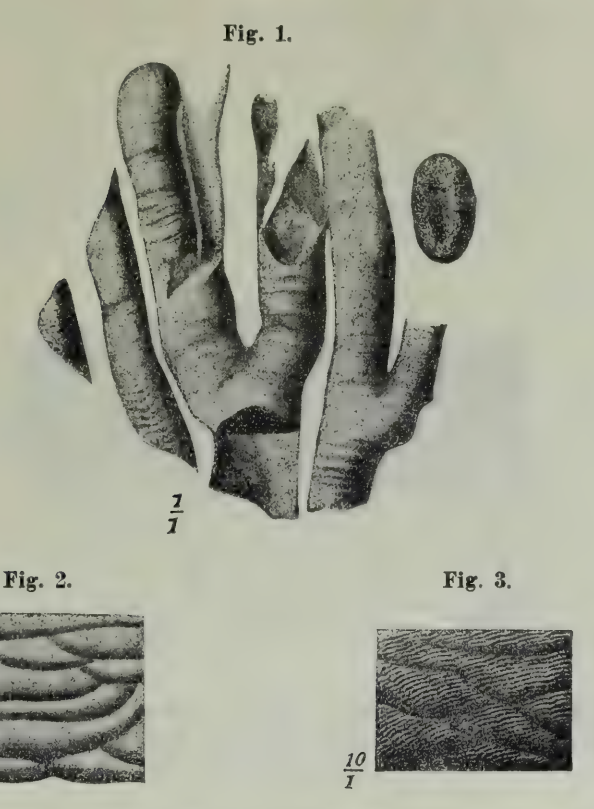


Fig. 1. *Holocoelia Toulai n. g. n. sp.* aus den Cassianer Schichten vom Jägerhause bei Baden. Stock in natürlicher Größe; zeigt die Art der Verzweigung und die runzelige Oberfläche der Röhren.

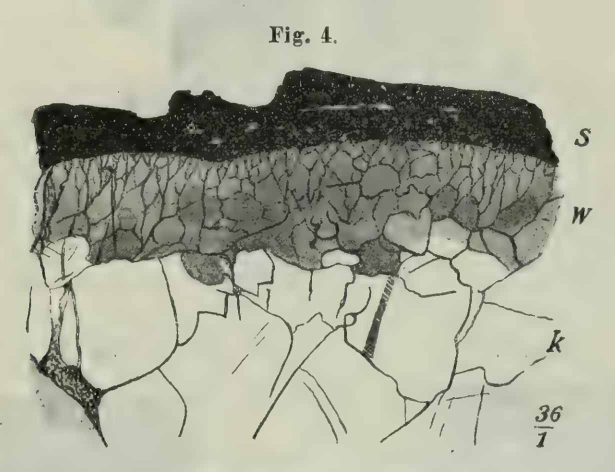
Fig. 2. Oberfläche. × 6; zeigt die Verzahnung der feineren Wülste.

Fig. 3. Dieselbe. × 10; zeigt die wellige Streifung auf den feineren Wülsten.

Die Struktur der Wand ist bald mehr bald weniger deutlich erhalten. An einigen Stellen sieht man im Schliff die Wand sich von der hellen kalzitischen Ausfüllungsmasse der Röhre scharf abheben, sowohl durch gelbliche Färbung als auch durch ein anderes Gefüge. Die Farbe der Wand ist immer hellgelblich, während die Ausfüllungsmasse der Röhre aus wasserklarem, grobspätigen Kalkspat besteht. In diesem Falle erscheint die etwa 2 *mm* dicke Wand scharf von der Ausfüllungsmasse abgesetzt. Wenn aber, wie das zumeist der

Fall, auch die Ausfüllungsmasse gelbliche Farbe aufweist, genügt der Farbenunterschied allein nicht. Aber dann bietet die Struktur genügenden Anhalt. Denn die Ausfüllungsmasse ist in allen Fällen ziemlich grobkristalliner Kalkspat mit normaler einheitlicher Auslöschung der einzelnen Kristallkörner. Die Wand setzt sich aber zusammen aus zahlreichen relativ kleinen Kalkballen von radialstrahliger Struktur, die nicht einheitlich auslöschen, sondern Aggregatpolarisation zeigen. Diese Kalkballen sind polyedrisch, dicht aneinandergefügt und undeutlich senkrecht zur Oberfläche aneinandergereiht. Dadurch erhält die Wand ein quergefasertes Aussehen, das der Ausfüllungsmasse fehlt. Die Kalkballen sind von verschiedener Größe, die äußeren im allgemeinen kleiner (0·015—0·02 *mm*) als die inneren (0·05—0·06 *mm*). Der Unterschied zwischen der kristallinen körnigen Ausfüllungsmasse und der aus sphärolithischen Ballen bestehenden Wand wird nur

Fig. 4.



Querschnitt durch die Wand; außen die Gesteinsmasse (*s*), darunter die Wand mit feiner Felderung (*w*), innen die helle, grobkörnige Ausfüllungsmasse aus Kalzit (*k*).

dadurch zuweilen etwas verwischt, daß die körnige Struktur der ersten sich randlich ein wenig in die Wand hineingefressen hat oder daß inmitten der Wand hie und da ein einheitlich auslöschendes Korn erscheint, das sich aber durch seinen geringen Durchmesser schon auffällig von den groben Kristallkörnern der Füllmasse unterscheidet.

Betrachtet man die Außenseite der Wand bei starker Vergrößerung im auffallenden Lichte, so beobachtet man eine ganz feine Körnelung, die der Zusammensetzung der Wand aus kleinen Kalkballen entspricht.

Die einzige Pharetrone (Sphinctozoe), deren Wandstruktur mit der des vorliegenden Fossils einigermaßen übereinstimmt, ist *Thaumastocoelia Cassiana Stman.* (N. J. f. Min. 1882, II, 153 ff.). Die äußere Wandschicht dieser Gattung besteht ebenfalls aus verzahnten Kalkballen von sphärolithischer Struktur, zwischen denen sich auch ein-

zelne einheitlich auslöschende Körner finden, aber hier liegen abweichend von *Holocoelia* die größeren Ballen außen, die kleineren innen; auch fehlt *Holocoelia* eine innere Lage mit Nadeln anscheinend ganz. Ebenso vermissen wir die Gliederung in tonnenförmige Segmente und die ostienartigen Öffnungen der Oberfläche." —

Von **Korallen** liegt mir nur weniges vor.

Thecosmilia subdichotoma Mnst. sp.

Taf. IV (I), Fig. 11.

Korallen finden sich viel weniger häufig als Spongien, doch liegt in unseren Aufsammlungen ein hübsches Stück mit zahlreichen zylindrisch-röhrigen, durch Teilung sprossenden Individuen, die eine Art Rasen bildeten, der seine Äste frei nach oben sandte, etwa so wie es Laube bei „*Cladophyllia subdichotoma Mnst.*" zeichnete (St. Cassian, Taf. IV, Fig. 2), Münsters *Lithodendron subdichotomum* (Taf. II, Fig. 3). W. Volz stellte diese Form zu *Thecosmilia* (Korallenf. v. St. Cassian, Taf. I, Fig. 17—21).

Die von Laube gegebene Beschreibung stimmt auf das beste. Meine Stücke zeigen die langen walzenförmigen Polyparien, die Zweiteilung, die quergerunzelte Epithek, welche die Längsstreifen überzieht. Die durch Anschliff erhaltenen Querschnitte sind rund, die Septa zahlreich in 4 Zyklen. Die Röhrendurchmesser 4—5 *mm*.

In den Zwischenräumen zwischen den Ästen finden sich an zwei Stellen unregelmäßig umrandete Gebilde nach Art der Evinospongien, wie bei dem Stoppanischen Gebilde („*Evinospongia esinensis*") mit zwei Schichten, einer äußeren, faserigen, weißen und einer dünneren innern, während der Innenraum von spätigem Kalk erfüllt wird.

Von **Echinodermen** wurden viele Reste gesammelt. Crinoidenstielglieder und Cidaritenstacheln liegen mir vor, gut erhaltenes ist aber selten. Erwähnt seien:

Pentacrinus cf. tyrolensis Laube.

Von dieser scharfkantigen kleinen Form liegt ein recht gut ausgewittertes Sternchen vor (2 *mm* im Durchmesser) mit scharf vorspringenden Spitzen, ganz so, wie es Laube (St. Cassian, Taf. VIII, Fig. 20 *b*) gezeichnet hat, während das von Frh. v. Wöhrmann (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 192, Taf. V, Fig. 10) zur Abbildung gebrachte Sternchen vom Haller Anger keine einspringenden Winkel zeigt. Freilich zeigt auch *Pentacrinus Fuchsi Lbe.* (l. c. Fig. 18) dieselben einspringenden Winkel und würde sich nur an dem Verbande der Glieder unterscheiden lassen.

Pentacrinus propinquus Mnst.

Nur ein Stielgliedchen und dieses recht schlecht erhalten liegt mir vor. Die abgerundeten Ecken lassen sich jedoch deutlich er-

kennen, was für die Münstersche Form spricht, und zwar für das l. c. Taf. IV, Fig. 9*c*, abgebildete Gliedchen. Durchmesser meines Stückchens 2·2 *mm*. Es wurde am Rande der Siebenbrunnenwiese, unterhalb des Jägerhauses gesammelt. Es kommen diese kleinen Pentacriniten jedoch auch hinter dem Jägerhause vor.

Cidaris spec. ind. (*cf. Cidaris Admeto Mnstr.*)

Nur zwei Stücke einer kleinen Art liegen in meinem Material. Das erste eine ganze Schale, zum Teil noch im Gestein eingeschlossen, etwa 11 *mm* im Durchmesser, welches wohl eines der Ambulakralfelder erkennen läßt, aber doch zu schlecht erhalten ist, um eine sichere Bestimmung vornehmen zu können.

Das zweite Stückchen, fast ganz im Gestein eingeschlossen, deutet auf eine etwas größere Form hin, etwa von der Größe des *Cidaris Admeto Mnstr.* (Taf. III, Fig. 3). Auch die Ambulakralfelder ähneln in der Entfernung der paarigen Porenreihen und des Zwischenraumes zwischen diesen den Verhältnissen des angeführten Fossils.

In Bittners Aufsammlung liegen zwei Cidarissteinkerne, welche jedoch gleichfalls keine nähere Bestimmung zulassen und mit jenen meiner Sammlung übereinstimmen dürften. Das eine ist nur etwas größer (14 *mm* im Durchmesser).

Außerdem liegt ein ganz kleines Steinkernchen mit Schalenresten vor, das man wohl bezeichnen könnte als

Cidaris venusta Mnstr.

(Münster, Taf. III, Fig. 4).

Es hat 5 *mm* im Durchmesser und ist 3 *mm* hoch. Laube (S. 60, Taf. IX, Fig. 2) gibt 4·5 und 2 *mm* als Dimensionen an.

Von **Cidaritenstacheln** liegen mir mehrere vor:

Cidaris (*Radiolus*) *dorsata Braun.*

Taf. IV (I), Fig. 12.

Zwei sehr kräftige größere Bruchstücke. Das eine ist 33 *mm* lang bei einem Durchmesser von 11 *mm*, mit gedrängt stehenden runden Pusteln ohne jede Regelmäßigkeit der Anordnung, die sich hie und da aneinanderreihen, wie es Quenstedt gezeichnet hat (Echiniden, Taf. LXVIII, Fig. 72). Ihre Form ist gestreckter als die bei Laube (St. Cassian, Taf. IX, Fig. 12*h*) abgebildete Form, zeigt aber dasselbe flachgewölbte obere Ende. Die Form der Keule ist etwa so wie sie Quenstedt (l. c. Fig. 96) von *Cidaris cf. Bronni Klipstein* zeichnete. Klipsteins Original (l. c. Taf. XVIII, Fig. 6) ist viel kleiner. Die Dornung läßt die Bestimmung trotz der Streckung der Keule einer so in der Form veränderlichen Art nicht fraglich erscheinen. Erwähnt sei nur noch das Auftreten einer schärfer aus-

geprägten Knötchenreihe im unteren Teile, die eine Art Leistchen bildet. Die Krümmung der Keule ist auf der einen Seite flach, auf der anderen viel kräftiger.

Cidaris (Radiolus) cf. fustis Laube.

Taf. IV (I), Fig. 13.

Ein weiteres Stück eines großen keulenförmigen *Radiolus* hat ähnliche Dimensionen, die Oberfläche ist jedoch im oberen Teile mit entferntstehenden sehr zarten Warzen versehen, die nach unten zu gedrängter und etwas derber erscheinen. Ein gleiches Verhalten habe ich nicht auffinden können, doch wird man etwas an das erinnert, was Quenstedt (Echiniden, Taf. LXVIII, Fig. 94 und 95) als *Radiolus fustis Laube* abgebildet hat.

Cidaris (Radiolus) aff. alata Münst.

Taf. IV (I), Fig. 14.

Das auffallendste Stück meiner Aufsammlung stammt aus der Spitzeregion eines besonders großen Stachels, der beiderseits mit einem breiten Saume versehen ist. Der sonst fast kreisrunde Querschnitt fällt dadurch auf, daß nur die äußere Partie wie üblich spätig erscheint, während das Innere mit kristallinischem Kalk ausgefüllt ist, als wäre nur ein spätiger Mantel vorhanden gewesen. Die glänzenden Flächen reichen auch über die beiderseitigen Flügel hinaus. Es ist dies eine ungewöhnliche Erscheinung.

Quenstedt (l. c. Taf. LXVIII, Fig. 104 und 105) bildet Stacheln mit ähnlichen flacherscheinenden Säumen ab. Die mittlere Oberfläche läßt Längsreihen von feinen Pusteln erkennen. Mein Bruchstück war mehr als 25 *mm* lang bei einem Durchmesser (mit den Säumen) von 6 *mm*.

Cidaris (Radiolus) spec.

(Vielleicht eine neue Form.)

Außer den keulenförmigen Radiolen liegen mir noch zwei auffallend schlanke, wie walzlich erscheinende Stücke vor. Das eine, 20 *mm* lang mit einem größten Durchmesser von 2 *mm*, nach der Spitze sich verjüngend, läßt Längsreihen von förmlich in Längsrippchen vereinigten Wärzchen erkennen, das andere ist nur als Längsbruch im Gestein erhalten. Man könnte bei diesen Keulen der Form nach an *Cidaris Brauni Desor* denken, wie sie Laube (l. c. Taf. X, Fig. 6) zur Abbildung brachte, bei welchem übrigens die Wärzchen weiter voneinander abstehen. Gedrängter stehen sie bei *Cidaris catenifera Ag.* bei Münster (l. c. Taf. III, Fig. 23), doch ist bei diesem Stachel die Form schlank keulenförmig. Laube hat diese Münstersche Form mit *Cidaris Braunii Desor* und *Cidaris Wächteri Wissm.* vereinigt (l. c. pag. 73) und als „compress“ bezeichnet.

Brachiopoden sind in großer Anzahl sowohl von uns als auch besonders von Alexander Bittner zustande gebracht worden.

Koninckina Leonhardi Wissm. var. insignis n. var.

(Vielleicht neue Art.)

Taf. V (II) Fig. 14.

Ein eigenartiges Stück, auf welchem zwei auffallend große Individuen mit den Wirbelteilen der großen Klappen dicht aneinanderstoßen. Die großen Klappen stark gewölbt, der Wirbel kräftig, die Schale grobfaserig, ihre Oberfläche auf der Wölbungshöhe glatt, gegen die Seiten hin grobgefurcht, etwa so, wie es Bittner (Brach. d. alp. Trias, Taf. XXX, Fig. 46) zeichnen ließ, an dem Exemplar von St. Cassian in der Straßburger Sammlung.

Die Größenverhältnisse sind auffallend genug. Bittner (l. c. pag. 96) hebt hervor, daß es auch große Exemplare gebe; das größte ihm bekannte Stück mißt 18 *mm* in der Länge, das größte Stück, „ein Riesenexemplar“, das er abbildet (l. c. Fig. 45), ist 20 *mm* lang. Mein Stück mißt aber in gleicher Art gemessen 26·6 *mm* in der Länge, bei einer größten Breite von 25 *mm*. Von dem Spiralapparat läßt sich leider nichts erkennen.

Amphiclina amoena Bittner.

Taf. V (II), Fig. 15.

Bittner hat eine große Zahl von Amphiclinen gesammelt (33 Stücke).

Die Mehrzahl der Stücke werden als *Amphiclina amoena* anzusprechen sein, es sind breitere Formen mit vorgezogenem spitzen Wirbel.

Somit eine der häufigeren Fossilien der Fundstelle. Mir liegen 13 Stückchen vor. Das beste mit der faserigen dicken Schale erhaltene Stück stimmt in Form und Größe mit dem von Bittner (Brach. d. alp. Trias, pag. 117—122, Taf. XXX, Fig. 13) abgebildeten Stücke von Sella-Podmeuz überein. Alex. Bittners Beschreibung bringt alles, was zu beobachten ist. Der scharf vorgezogene Wirbel der großen Klappe ist wohl das augenfälligste Merkmal und daneben die gebuckelten Rücken beiderseits der Mittelfurche. Die bis jetzt aus Niederösterreich bekannten Arten: *Amphiclina coarctata Bittner* (l. c. Fig. 18) und *Amph. ungulina Bittner* (l. c. Fig 21) sind weitaus schmäler gebaute Arten.

Ein vereinzeltes Stückchen erinnert durch die schrägabfallenden Schloßrandkanten etwas an *Amphiclina cognata Bittner* (l. c. Fig. 21) aus der Frein.

Amphiclina Telleri Bittner.

Taf. V (II), Fig. 16.

Nur zwei meiner Stücke haben einen geraden Schloßrand und kleinen Wirbel, so daß man auf *Amphiclina Telleri* (l. c. Taf. XXX, Fig. 1—10) schließen muß. Die l. c. Fig. 5 abgebildete Form ist am

ähnlichsten. Nach rückwärts ist die Schale etwas mehr verschmälert. Eine weniger aufgewölbte Form.

Von *Amphiclina Telleri Bittner* liegt noch ein Stück vor, welches mit der von Bittner, Taf. XXX, Fig. 10, abgebildeten Form, welche er als *var. dilatata* bezeichnete (von Ober-Seeland in Kärnten) recht gut stimmt, nur ist der Sinus der großen Klappe (und nur solche liegen vor) etwas kräftiger ausgeprägt. Dieses Stück ist 11 *mm* lang und 15 *mm* breit. Die Aufwölbung beträgt ca. 6 *mm*.

Amphiclina aff. coarctata und *scitula Bittner.*

Taf. V (II), Fig. 17.

Fünf Stücke sind schmäler gebaut und besitzen stark vorgezogene Wirbel; ich möchte sie mit *Amphiclina coarctata Bittner* (l. c. Fig. 18) in ein näheres Verhältnis bringen. Das beste Stück ist 11·5 *mm* lang und 10·6 *mm* breit. Die Aufwölbung ist jedoch so groß wie bei *Amphiclina scitula Bittner* (l. c. Fig. 19), der Sinus aber weniger tief und auch die seitlichen Furchen zum Teil weniger stark entwickelt. Eines der Stücke gleicht *Amph. scitula* von oben betrachtet zum Verwechseln. Die größte Höhe liegt weit gegen den Stirnrand gerückt.

Amphiclina ungulina Bittner.

Taf. V (II), Fig. 18.

Bei zwei Stücken ist der Wirbel so weit vorgezogen, daß ich an die genannte Art (l. c. Fig. 21) denken muß; wie *Amph. coarctata*, eine Form aus dem Lieglergraben bei Mariazell. Das eine der Stücke ist 10 *mm* hoch und 9·4 *mm* breit.

Spiriferina gregaria (Suess) Bittner var.

Taf. V (II), Fig. 19.

Nur zwei Stücke liegen in Bittners Aufsammlung, mit einem Zettelchen: „wird doch nur *Sp. gregaria* sein!" („Schon als *Griesbachi* angeführt, zu dementieren", was hiermit geschieht.)

Bittner führt diese Art aus Kärnten (Bleiberger Schichten) und aus den nordalpinen Carditaschichten in Nordtirol (l. c. pag. 140), im Ennstaler Kalkgebirge und auch im Hochschwabgebiete (l. c. pag. 145) an. Auch in den „Wandaukalken (Einlagerungen der *Halobia rugosa*-Schiefer)" wird sie genannt.

Das bessere der mir vorliegenden Stücke ist 17 *mm* breit, es war also ein großes Individuum. Der Wulst der kleinen Klappe läßt in der Mitte eine Furche zwischen zwei stärkeren Rippen und neben dieser links eine, rechts zwei Seitenrippen erkennen; auf den Flanken stehen links fünf, rechts aber vier Rippen, wobei sich die erste rechts unten in zwei teilt. Vielleicht war die Mittelfurche Veranlassung zu Bittners erster Bezeichnung. Ich will dieser Abweichung zufolge ein *var.* beifügen.

Spiriferina cf. Myrina Bittner.

Nur eine große Klappe liegt mir vor. Sie ist stark aufgebläht und läßt keinen Sinus erkennen. Die Punktierung ist ziemlich grob markiert, aber doch nur unter der Lupe kenntlich. Länge 14 *mm*, Breite 13 *mm*. A. Bittner (Nachträge Abh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 32, Taf. I, Fig. 1—6) führt von der Raxalpe eine *Spiriferina Myrina n. sp.* an (Verh. 1891, pag. 56), welche wenigstens in naher Verwandtschaft zu meinem Stücke steht, das ebenfalls einen auffallend dicken Schnabel besitzt, der „beträchtlich vorgekrümmt“ ist. *Sp. Myrina Bittn.* besitzt keinen Sinus. Sie wird mit der gleichfalls sinuslosen *Spiriferina tyrolensis Bittner* verglichen.

Mein Stück ist glatt und hat keine vorgezogene Stirn.

Retzia Bittneri n. form.

(Verwandt mit *Retzia procerrima Klipst. spec.*)

Taf. V (II), Fig. 20.

In Bittners Sammlung befinden sich zwei Stücke von *Retzia*, beide von seiner Meisterhand ganz prächtig herauspräpariert. Das eine größere Stückchen kann nur mit *Retzia procerrima Klipst. spec.* (l. c. Taf. XV, Fig. 18) in Vergleich gebracht werden. Bittners Abbildungen (l. c. Taf. III, Fig. 2) stimmen auf das beste mit Klipsteins Abbildung. Laubes *Retzia procerrima Klip.* (Taf. XIII, Fig. 4) ist schon von Bittner (Taf. IV, Fig. 31) mit einem neuen Namen (*Retzia Klipsteini nov. nom.*) versehen worden.

Bittners Stück vom Jägerhause besitzt folgende Dimensionen:

		Bittners größeres Exemplar (l. c. Taf. XIII)
Länge der ganzen großen Klappe	13·5 *mm*	12 *mm*
Länge der kleinen Klappe . . .	5·9 „	7 2/3 „
Breite der kleinen Klappe . .	5·9 „	7 „
Breite der Area	1·4 „	2 1/3 „
Höhe der Area	7·5 „	4 1/2 „

Schon ein Vergleich dieser Maßverhältnisse zeigt eine weitgehende Verschiedenheit, welche durch die außergewöhnliche Höhe der Area bedingt wird.

Betrachtet man die Skulptur der Oberfläche beider Klappen, so zeigt die große 10 Hauptrippen von ziemlich gleicher Stärke, außerdem noch an beiden Seitenhängen 5 viel schwächere, also im ganzen 20 Rippen. Auf der kleinen Klappe, deren Wirbel leider beschädigt ist, zähle ich im ganzen 17 stärkere Rippen, zwischen welche sich mehrere feine Zwischenrippchen einschieben, ich zähle deren sechs. Diese Schaltrippchen werden erst bei stärkerer Vergrößerung sichtbar. Sie reichen nur wenig über die Mitte der Klappe. Bei *Retzia procerrima* führt Bittner (l. c. pag. 90) das Auftreten einer solchen „überzähligen Rippe“, „etwas für triadische Retzien sehr Ungewöhnliches“, an.

Retzia cf. Arara Laube.

Taf. V (II), Fig. 21.

Das zweite Stückchen von *Retzia* der Bittnerschen Aufsammlung ist viel kleiner. Die Wirbelspitze der großen Klappe ist leider abgebrochen. Die Länge der großen Klappe dürfte etwa 5 *mm* betragen haben. Die Länge der kleinen Klappe mißt 2·8 *mm*, ihre Breite 2·5 *mm*.

So klein das Stückchen ist, so läßt es doch auf beiden Klappen je eine tiefe und gegen den Stirnrand sich verbreiternde Mittelfurche erkennen. Die Rippung ist weniger scharf ausgeprägt auf der kleinen, stärker auf der großen Klappe. Diese Furchung beider Klappen tritt bei Laubes *Retzia Arara* (Taf. XIII, Fig. 2) ebenso deutlich auf. Bittner (l. c. pag. 90) führt nur drei ihm bekannte Stücke dieser durch die Medianfurchen absonderlichen Art an. Die von beiden Autoren gegebenen Beschreibungen lassen sich ganz gut auf Bittners Stückchen vom Jägerhause anwenden.

Spirigera indistincta Beyr. sp.

Von dieser kleinen *Spirigera*, von welcher Bittner anführt (l. c. pag. 147), daß sie in den östlichen Nordalpen weit verbreitet sei und zumeist in den Carditaschichten auftrete, aber auch bis „in die tiefsten Bänke des Opponitzer Kalkes“ aufsteige, liegen mir mehrere Stückchen vor, darunter ein stark aufgeblähtes: 8·2 *mm* lang, 6·8 *mm* breit und 5·3 *mm* dick. Die Fasern sind auch auf den Steinkernen noch deutlich erkennbar.

Spirigera contraplecta Bittner var.

Taf. V (II), Fig. 22.

Nur ein Stückchen in Bittners Aufsammlung stelle ich hierher. Es gleicht der Abbildung Bittners (l. c. Taf. II, Fig. 16), nur ist die Medianfurche der großen Klappe noch weniger tief und sind die seitlichen Furchen kaum angedeutet. Die Breite ist etwas größer. Länge 9 *mm*, Breite 10·6 *mm*, Dicke 6·3 *mm*. Am Stirnrande sieht man die beiderseitigen Medianfurchen zusammenstoßen.

Spirigera aff. quinquecostata Mnstr. sp.

(Wohl eine neue Form.)

Taf. V (II), Fig. 23.

Mir liegen nur zwei Stücke vor, die zu derselben Art gehören, sich jedoch der kräftigen Rippung wegen nur schwer und nicht ohne Beschädigung herauspräparieren ließen. A. v. Klipstein (Mitteil. 1845, Taf. XV, Fig. 9) hat eine gewiß verwandte Form als *Terebratula crista-galli* zur Abbildung gebracht, welche Laube (St. Cassian, Taf. XII, Fig. 7) mit Münsters *Terebr. quinquecostata* (1841, Taf. VI, Fig. 6) vereinigte. Durchaus kleinere Formen. Klipsteins Beschreibung (l. c.

pag. 217) ist recht gut und läßt erkennen, daß man es bei seinem Fossil mit einer viel weniger breit entwickelten Form zu tun habe.

Bittner (l. c. pag. 83) vereinigte die Klipsteinsche Art mit jener Münsters, die jedoch noch viel schmäler gebaut ist.

Bei meinem Stücke sind die beiden Mittelrippchen der großen Klappe viel schwächer als die beiden seitlich angrenzenden, was bei dem einen der Stücke besonders grell hervortritt. Diese Mittelrippchen sind durch eine breite Furche von den seitlichen geschieden. Auf der kleineren Klappe ist nur eine schwächere Mittelrippe vorhanden, so daß für diese die Fünfzahl besteht.

Das besser erhaltene meiner Stücke hat eine Länge von 13·5 *mm*, eine Breite von mehr als 16 *mm* und eine Dicke von 9·7 *mm*.

Eine Ähnlichkeit dieser Formen mit *Spirigera trigonella Schloth.* zum Beispiel mit der von Bittner (l. c. Taf. XXXVI, Fig. 27) zur Abbildung gebrachten von Rovegliana ist auffallend genug, um so mehr, als bei dieser älteren Art auch eine gewisse Unsymmetrie auftritt.

Spirigera aff. Wissmanni Mnstr. sp.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. V (II), Fig. 24.

Nur ein besser erhaltenes, am Stirnrand etwas beschädigtes Stückchen, 11 *mm* lang und 13 *mm* breit, liegt mir vor, das in der allgemeinen Form, mit den beiden stark und fast gleichstark aufgewölbten Klappen, der von Al. Bittner (Br. d. alp. Trias Taf. II, Fig. 6) abgebildeten Varietät recht ähnlich ist. Durch leichte Mittelfurchen auf beiden Klappen, von welchen jene der größeren Klappe die deutlichere ist, unterscheidet sich mein etwas größeres Stückchen, doch führt Bittner (l. c. pag. 80) Formen an, die Medianvertiefungen auf beiden Klappen aufweisen und sich dadurch der noch kleineren *Spirigera bipartita Mnstr. sp.* = *Sp. Münsteri Bittner* (l. c. Taf. II, Fig. 14) annähern. Die Furchung prägt sich am besten in der unter der Lupe sichtbar werdenden, beiderseits gegen die Mittellinie schrägen Stellung der Schalenfasern aus. Im Steinkern ist übrigens auch eine Andeutung von radialen Linien bemerkbar, wodurch die sichere Bestimmung noch erschwert wird.

Spirigera cf. Wissmanni Mnstr. sp.

Hierher möchte ich sechs kleine Stückchen aus der Bittnerschen Aufsammlung stellen. 6 *mm* lang, 5·6 *mm* breit und 3·4 *mm* dick, mit ganz flach gewölbten faserigen Klappen, spitzen kleinen Schnäbeln ohne jede Faltung, so daß der Stirnrand scharf schneidig und geradlinig verläuft, etwa so wie es Bittner (l. c. pag. 198, Taf. XXIX, Fig. 22) an einem Stück aus der Gegend von Admont abbildete. Zuerst dachte ich an *Rhynchonella semicostata*, doch diese ist auch in den kleinen Individuen mit Falten versehen. Die kleinen Stücke sind in der Breite etwas veränderlich.

Spirigera aff. Sturi (Boeckh) Bittner.

Taf. V (II), Fig. 25.

Nur zwei kleine, fast kugelige Stückchen in Bittners Aufsammlung möchte ich ebenso bezeichnen, wie es Bittner (Bosnien, Jahrb. 1902, pag. 575, Taf. VII, Fig. 30 u. 31) bei einem viel kleineren Stücke aus dem Muschelkalk der Umgebung von Sarajevo (Studenković) machte. Eines der Jägerhausstücke ist 9·2 *mm* lang, 8 *mm* breit und 6 *mm* dick. Die Dicke des sonst ganz gleichen zweiten Stückes beträgt sogar 7 *mm*. Bei Bittners Stücken vom Jägerhaus verläuft der Stirnrand fast gleichmäßig, mit nur ganz leichter Andeutung einer Ausbuchtung.

Rhynchonella tricostata (Mnstr. sp.) Bittner.

Taf. V (II), Fig. 26.

Nur ein Stückchen liegt mir vor, 7·3 *mm* lang, 7·5 *mm* breit und 4·5 *mm* dick. Es stimmt von allen Abbildungen mit dem von G. Laube als *Rhynchonella quadriplecta Mnstr. sp.* bezeichneten Stücke (Taf. XIV, Fig. 4) am besten. Bittner hat dieses Fossil mit *Rhynchonella tricostata Mnstr.* vereinigt (Brach. d. alp. Trias, pag. 102). Die Münsterschen Formen (Taf. VI, Fig. 9 u. 10) stimmen jedoch mit der Laubeschen gewiß nicht überein, denn diese hat auf der kleinen Klappe einen ausgesprochenen medianen Wulst, der auch an dem vorliegenden Stücke vorhanden ist, während Münsters Art zwei dicke Rippen und eine mittlere Furche aufweist, wie bei den Bittnerschen Abbildungen (l. c. Taf. II, Fig. 20 u. 21) von *Spirigera quadriplecta Mnstr. spec.* Die (ebend.) Fig. 19 abgebildete Varietät wird freilich auch mit einem mittleren und zwei seitlichen Radialwülsten gezeichnet, was immerhin trotz der von Bittner (pag. 84) gegebenen Auseinandersetzung Schwierigkeiten bereitet. Die Münstersche Abbildung seiner *Terebratula tricostata* (Taf. VI, Fig. 7) deutet auf eine sehr extreme Ausbildung hin. Nach Bittners Vorgang soll die Bezeichnung jedoch beibehalten werden, weil ja Münsters *Rh. quadriplecta* doch etwas ganz anderes ist.

Rhynchonella aff. subacuta Mnstr. sp.

Taf. V (II), Fig. 26*a*.

Nur ein Stückchen in Bittners Aufsammlung, dessen kleine, feinfaserige Klappe gut kenntlich ist. Die mittlere Aufwölbung ist, wie mir scheint, etwas weniger breit wie bei Bittners (Taf. III, Fig. 12) und Laubes Abbildungen (Taf. XIV, Fig. 2*a*).

Rhynchonella linguliformis n. sp.

Taf. V (II), Fig. 27.

Zwei Stückchen der Bittnerschen Aufsammlung will ich unter der gewählten Bezeichnung beschreiben, es sind Stücke von ganz auffallender Erscheinung. So schmale und langgestreckte Umrißformen

sind mir nicht bekannt geworden, nur *Terebratula triangulata Klipstein* (l. c. pag. 220, Taf. XVI, Fig. 3) ist ähnlich. Diese auffallende Form hat G. Laube mit „?" unter die Synonymik der *Rhynchonella semiplecta Mnstr.* aufgenommen, was Bittner (l. c. pag. 101) abgelehnt hat, „man kann diese Form vielleicht unberücksichtigt lassen, keinesfalls aber als Synonym zu *Rhynchonella semiplecta* stellen", was ja auch Laube schon gefühlt haben dürfte und durch das? andeutete. Der Umriß des mir vorliegenden größeren Stückes ist wirklich fast dreiseitig. Die große feinfaserige Klappe nimmt von der Spitze zur Stirn gleichmäßig in der Breite zu und ist bis in die ganz leicht an der Stirnseite eingesenkte Partie gleichmäßig und mäßig gewölbt, mit steilen Abhängen gegen die Seitenkanten. In der als Steinkern vorliegenden Schnabelhälfte ist ein langer, feiner, mittlerer Schlitz angedeutet, mit zwei schmalen Längswülsten. Die kleine Klappe ist niedrig und flach, mit einer die ganze Breite einnehmenden muldigen Vertiefung. Die Seitenränder sind scharfkantig. Von dieser Seite betrachtend, erkennt man unter der Lupe die beiden leicht aufgewölbten Deltidiumplättchen und das mittlere Loch.

Die Länge beträgt 20 *mm.*

Die größte Breite am Stirnrand etwas über 12 *mm.*

Die größte Dicke 5 *mm.*

Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß gewisse Formen von *Spirigera* (*Tetractinella*) *trigonella Schloth. sp.*, welche Al. Bittner aus dem bosnischen Muschelkalke, Taf. XXIII (VI), Fig. 23—26, zur Abbildung gebracht hat und als Abnormitäten bezeichnete, in der Umrißform sich annähern, doch sind die beiden Rippen der kleinen Klappen den Seitenkanten der vorliegenden Stücke vergleichbar, weit gegen die Mitte gerückt.

Rhynchonella spec.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. V (II), Fig. 28.

Drei ziemlich gleichgroße Steinkernchen mit spärlichen Resten der faserigen Schale liegen mir vor. Die beiden Klappen fast gleichgroß, in der Wirbelgegend stark aufgebläht, auf der größeren Klappe sechs kräftige, unterhalb der Schalenmitte beginnende Rippen, was an *Rhynchonella misella Bittner* (l. c. Taf. XXIV, Fig. 17) aus der Gegend von Hallein erinnern könnte. Von den St. Cassianer Arten wäre *Rhynchonella semicostata Münst.* (l. c. Taf. III, Fig. 14) in der Rippung ähnlich, doch ist bei dieser die kleine Klappe auffallend kürzer und sind die Klappen viel flacher. Endlich könnte man auch *Rhynchonella Augusti Bittn.* (l. c. Taf. XL, Fig. 14) in Vergleich bringen, welche vom Hochschwab stammt. Bittner (l. c. pag. 266) erwähnt, daß „der Wulst ihrer kleinen Klappe" gegen den Wirbel zu verlängert sei; das würde stimmen, doch ist er bei meinem besten Stückchen ganz glatt. Verwandte Formen mit erst nahe der Mitte beginnender Faltung kommen auch im Muschelkalke vor, zum Beispiel *Rhynchonella Attilina Bittner* (l. c. Taf. XXXVII, Fig. 5—8); bei allen bleibt der Wirbel der kleinen Klappe weit zurück.

Terebratula aff. piriformis Suess.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. V (II), Fig. 29.

Nur ein etwas beschädigtes, aber gut ergänztes Stück der Bittnerschen Sammlung möchte ich hier anreihen, wenn auch keine vollkommene Übereinstimmung besteht.

Das von Bittner unter derselben Bezeichnung angeführte Individuum aus dem oberen Mergelkomplex des Bakonyerwaldes (Hauptwerk Taf. XXXIX, Fig. 14) hat im Umriß große Ähnlichkeit, auch die Vorziehung des Wirbels der kleinen Klappe besteht, ebenso sind Anzeichen einer Radialstreifung an dem Jägerhausstücke zu bemerken. Dieses ist nur viel stärker aufgebläht. Auch das Stück von Seeland (l. c. Taf. IV, Fig. XIII) ist viel flacher. v. Arthaber (Alp. Trias Leth. geogn. Taf. XLIX, Fig. 13) bildet eine *Ter. piriformis Suess* aus der „karpathischen Fazies“ der Kössener Schichten ab, welche schon viel aufgeblähter ist. Die Ed. Suessschen rhätischen Originale (Denkschr. 1853, Taf. III, Fig. 6—8) zeigen alle wenigstens Andeutungen von Einsenkungen, Hebungen der Stirn, wovon am vorliegenden Stücke nichts zu bemerken ist. Die Bezeichnung ist, wie bei Bittners Stücken, eine Art Notbehelf. Unser Stück ist 22 *mm* lang, 15 *mm* breit und 11 *mm* dick.

Terebratula aff. debilis Bittn.

Taf. V (II), Fig. 30.

Ein Stückchen aus Bittners Aufsammlung möchte ich hier anreihen, obwohl es größer und noch schlanker ist als das zum Vergleiche herangezogene Cassianer Fossil (Hauptw. Taf. I, Fig. 5, pag. 61). Dieses ist 9 *mm* lang und 6·5 *mm* breit, unseres ist mehr als 16 *mm* lang, 10 *mm* breit und 6·4 *mm* dick. Beide Klappen sind sanft gewölbt. Die Schnabelspitze ist abgebrochen. Besseres Material würde vielleicht gleichfalls zur Aufstellung einer neuen Form geführt haben. Der Stirnrand verläuft ohne Andeutung von Einbuchtungen gerade.

Terebratula cf. tenella Bittner.

Taf. V (II), Fig. 31.

Nur ein kleines, wohlerhaltenes Exemplar liegt mir vor, das ich hierherstellen möchte, da es recht gut mit Bittners Zeichnung (l. c. pag. 64, Taf. I, Fig. 6) stimmt. 4·3 *mm* lang, 3·4 *mm* breit und 2 *mm* dick.

Waldheimia (Cruratula) cf. Damesi Bittner var.

Taf. VI (III), Fig. 32 und 33.

Im Bittnerschen Material befinden sich drei Stücke dieses ansehnlichen Fossils, von welchem zwei recht gut erhalten sind. Bittner hat aus den Hallstätter Kalken mehrere Stücke beschrieben und abgebildet (l. c. Taf. VI, Fig. 9—12). Nur die extremsten Stücke

(Fig. 11 und 12) kommen dabei in Betracht, das erstere (11) „ohne Fundortangabe“, das andere (12) aus dem Besitze des Herrn von Klipstein. Gerade das letztere zeigt noch die meiste Übereinstimmung. Aber auch das Stück von der Seelandalpe bei Schluderbach (Taf. XXXVIII, Fig 13) muß zum Vergleiche herangezogen werden, wenn es auch in der Schnabelregion weniger in die Länge gezogen ist, was ja auch bei dem Stücke Fig. 33 der Fall ist. An den beiden Bittnerschen Stücken vom Jägerhause, das dritte ist nur ein Bruchstück, ist die Schnabelregion beschädigt, bei dem größten Stücke jedoch nur so wenig, daß es mit dem zweiten, dessen Stirnregion gut erhalten ist, die Vergleiche gut durchzuführen erlaubt.

Der gestreckte Schnabel und die breite Hinterseite stimmen gut, in der Seitenansicht ist die von Bittner (Taf. VI, Fig. 5) als Übergangsform von *Cruratula Beyrichi Bittner* zu *Crur. Damesi* bezeichnete Form, durch den weit hinaufgerückten Seitenlappen der großen Klappe recht ähnlich. der aber bei dem vorliegenden Stücke noch stärker vorgezogen ist.

Die Oberfläche der großen Klappe ist bei dem größeren Stücke schon in der Wirbelregion deutlich gefurcht, bei dem kleineren in der Stirnregion ganz flach gekrümmt und furchenlos, die kleine Klappe ist flach und breit gefurcht und reicht diese Mediandepression bis in die Nähe der Stirnregion. Die Stirnseite ist scharf schneidig und fast geradlinig. Das kleinere Stück gleicht der Fig. 11, nur ist es in der Stirnansicht durch die schneidige Stirnlinie und die geringe Aufblähung unterschieden.

Trotz dieser Unterschiede zweifle ich nicht, daß wir es mit zu der Formenreihe der *Cruratula Damesi* gehörigen Stücken zu tun haben, nur ist es eine größerwerdende, flachere Varietät. Die Stirnansicht von *Waldheimia cf. Damesi* (l. c. Taf. XXXVIII, Fig. 13) ist ganz ähnlich.

Das größere der beiden Stücke ist bei 56 *mm* lang und bei 35 *mm* breit gewesen, bei einer Dicke von 21 *mm*; das kleinere Stück dürfte 35 *mm* lang gewesen sein, bei einer Breite von 30 *mm* und einer größten Dicke von 14 *mm*. Bittner führt (l. c. pag. 114) an, daß *Cruratula* (*Waldheimia*) *Damesi* auch aus angeblichen Wengener Schichten der Falzaregostraße (Cortina d'Ampezzo) bekannt geworden sei.

Waldheimia (*Aulacothyris*) *subangusta* (*Mnstr. sp.*) *Laube* (*cf. Waldh.* [*Aulac.*] *Wähneri Bittner*).

Taf. VI (III), Fig. 34 und 35.

Drei Stückchen, freilich nur eines wohlerhalten, aus der Bittnerschen Aufsammlung stelle ich hierher. Die große Klappe ist stark gewölbt, die muldige kleine Klappe hat eine scharfe Furche in der Mitte. 8·4 *mm* lang, 7·5 *mm* breit, 4·8 *mm* dick, ein zweites 11 *mm* lang, 9·3 *mm* breit und 5·5 *mm* dick. Man vgl. Laubes Abb. (Taf. XI, Fig. 11, zweite Varietät). Unter den zahlreichen *Aulacothyris*-Arten, welche Alex. Bittner aus Bosnien etc. beschrieben und abgebildet hat (Jb. 1902, Taf. II—IV), scheint mir die sehr variable *Aula-*

cothyris Wähneri (l. c. Taf. III, Fig. 17—24) durch die hochgewölbte große Klappe nahe zu stehen. *Aulacothyris Loeffelholzii Bittner* (l. c. Taf. II, Fig. 17) ist in der Form des Umrisses, durch die vom Wirbel der kleinen Klappe steiler abfallenden Seitenkanten und durch die scharfe Mittelfurche in der Mulde noch ähnlicher. Freilich ist die große Klappe weniger stark gewölbt.

Waldheimia (Aulacothyris) aff. Waageni Bittner.

Taf. VI (III), Fig. 36.

Nur ein auf der einen Seite beschädigtes Stück liegt in Bittners Aufsammlung, welches in der Gestaltung der kleinen Klappe an die *Aulacothyris*-Formen erinnert; besonders auffallend ist die flache vertiefte kleine Klappe, mit einer scharf ausgeprägten mittleren Schlitzfurche in der Nähe des Wirbels. Auf der Stirnrandhälfte der großen Klappe tritt eine gegen den Stirnrand sich rasch erweiternde und vertiefende Furche auf, die jedoch noch vor der Mitte vollkommen verschwindet. Eine *Aulacothyris* mit Furche auf der großen Klappe hat Bittner von Blizanac (Bosnien, Taf. III, Fig. 6) zur Abbildung gebracht, aber auch die Cassianer Form *Terebratula capsella Bittner var. caesa* besitzt eine solche Furche. Die Beschaffenheit der kleinen muldigen Klappe verweist jedoch mit Sicherheit auf *Aulacothyris*. Das Stückchen ist 12 *mm* lang, 8·8 *mm* breit und 6 *mm* dick.

Noch artenreicher sind die **Lamellibranchiaten.**

? Avicula cf. antiqua Mnstr. (Arcoptera [?] spec.).

Taf. VI (III), Fig. 37.

Ein auf der vorderen Seite beschädigtes kleines Stückchen (linke Klappe) kann ich nur mit der genannten Münsterschen Art (Taf. VII, Fig. 15) in näheren Vergleich bringen, obgleich eine volle Übereinstimmung nicht besteht, indem der hintere Flügel geradlinig zum Schloßrande zieht. *Avicula arcuata (Mnstr.) Bittner* (Hauptwerk Taf. VIII, Fig. 22) hat gewiß gleichfalls Ähnlichkeit, und zwar gerade in der Flügelbildung, ist jedoch durch die Biegung des Schalenwulstes verschieden. Die Höhe meines Stückchens beträgt 4·3 *mm*. *Arcoptera* (*Bittner*) habe ich gleichfalls in Betracht gezogen und halte ich es für denkbar, daß wir es mit der Form dieses Bittnerschen Geschlechtes zu tun haben könnten, es ist mir jedoch nicht gelungen, die Schalenpartie unterhalb des Wirbels, die Ligamentarea, freizubekommen.

Avicula cf. obtusa Bittner.

Taf. VI (III), Fig. 38.

Nur ein sehr schräges Schälchen mit sehr weit gegen den Stirnrand reichendem Flügel liegt mir vor. Die Anwachsstreifung zieht in kräftigen Linien über den Flügel, nach rückwärts gebogen, etwa so, wie es bei *Avicula obtusa Bittner* (l. c. Taf. VIII, Fig. 16), bei dem kleinen Individuum gezeichnet wurde, das auch in Form und Größe

stimmen würde. Die schärferen Anwachslinien am Flügel erinnern freilich auch an *Avicula cf. Stoppani Bittner* (l. c. Taf. VIII, Fig. 15). Die schräge Länge meines Stückchens beträgt 13 *mm*.

Avicula sp. ind.

Taf. VI (III), Fig. 39.

Eine ziemlich flache, unvollkommen erhaltene Schale, und zwar die rechte Klappe. In der Stirnrandhälfte ist die Skulptur erwähnenswert. Die ziemlich kräftigen Radialrippen (etwa 17 an der Zahl) sind scharf gekielt und zeigen in der Nähe des Stirnrandes drei bis fünf sehr zarte Zwischenrippchen; überaus feine Anwachslinien laufen über die Rippen hinweg und lassen die Zwischenrippchen wie feingekörnelt erscheinen.

Aus der Literatur kenne ich keine Form, an welche ich mein leider unvollkommenes Stückchen anschließen könnte. *Lima angulata Mnstr.* (Bittner, Taf. XXII, Fig. 4) zeigt wohl ähnliche Zwischenrippchen, ist aber schmäler gebaut. Am meisten erinnert mich mein Stück an die viel jüngeren *Avicula*-Formen von der Verwandtschaft der *Avicula inaequivalvis Sow.* (Goldfuß P. G., Taf. CXVII, Fig. 1) oder der *Avicula Münsteri Bronn* (ebenda Fig. 2 *h*). Mein Stück ist 15·5 *mm* lang und zirka 13 *mm* hoch.

Avicula? sp. ind.

(Wohl eine neue Form.)

Taf. VI (III), Fig. 40.

Dieselbe Schwierigkeit bereitet mir ein zweites meiner Stücke, das gleichfalls nur durch die auffallende Skulptur erwähnenswert wird. Das Stück bietet die untere Hälfte der flachen Schale dar, auf der man fünf kräftige Radialrippen wahrnimmt, die von weniger scharf ausgeprägten Anwachsfurchen durchquert werden, wodurch eine Knotung der Rippen entsteht. Zwischen je zwei der Hauptrippen liegen sieben bis elf sehr feine und ungleichstarke Zwischenradiallinien. Mein Stück ist ein Abdruck der Schalenoberfläche im Gestein, jedoch so scharf ausgeprägt, daß sich gute Abformungen herstellen ließen. Die Länge und Höhe der Schale mag bei 20 *mm* betragen haben.

Eine gewisse Ähnlichkeit hat die Skulptur von *Lima cancellata Bittner* von der Seelandalpe bei Schluderbach (l. c. 176, Taf. XXI, Fig. 18). Die Hauptrippen sind aber zahlreicher (11), die Zwischenrippen (3—5) weniger zahlreich. Auch erscheint dieses Stück viel höher aufgewölbt.

Halobia (Daonella?) spec. (Vielleicht *n. sp.?*)

Taf. VI (III), Fig. 41.

Nur ein flacher Abdruck liegt mir vor, der sich in Kitt gut abformen ließ. Er bietet den Wirbel und die Verzierung der Oberfläche, welche ganz klar zur Wahrnehmung kommen. Der mittlere

Teil der Schale ist etwas vorgewölbt. Vom Wirbel strahlen 13 recht scharf ausgeprägte Rippen aus, zwischen welche sich recht regelmäßige Schaltrippen einschieben, die gegen die Seiten zu weit gegen den Wirbel hinanreichen, in der Mitte der Schale jedoch weiter davon entfernt erst beginnen. Über diese Radialrippen ziehen konzentrisch etwas weniger kräftige, aber scharfe Linien, welche eine förmliche Gitterung entstehen lassen. Gegen das Ohr krümmen sie sich ganz regelmäßig gegen den Stirnrand zurück, eine Erscheinung, welche ich bei keiner der Abbildungen bei Mojsisovics (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. VII, 1874) und Bittner (ebend. XVIII, 1895, Taf. IX) wiederfinden konnte. Die Unvollkommenheit der Erhaltung des Stückes macht weitere Beobachtungen unmöglich.

? Halobia (Daonella) cf. cassiana Bittn.

Taf. VI (III), Fig. 41 *a*.

Ein niedliches Schälchen brachte ich aus den Kalken Bittners heraus, in welchen die eigenartigen ellipsoidischen Körperchen (Taf. I, Fig. 6) enthalten sind. Es ist nur etwa 5 *mm* lang und 7 *mm* breit unter dem Wirbelchen aufgewölbt. Die Oberfläche ist fein radial gerippt, unter dem Wirbel beginnen konzentrische Wulstungen nach Art jener bei *Halobia* auftretenden. Vielleicht hat man es dabei in der Tat mit einer kleinen *Halobia* zu tun, etwa der *Daonella cassiana Bittn.* oder *Halobia* (*Daonella*) *Richthofeni Mojs.* vergleichbar, nur sind die Radiallinien schwächer, die Wülste aber kräftiger wie bei dieser St. Cassianer Art (Bittner, Abhandl. XVIII, Fig. 22).

Mojsisovics hat (Abhandl. VII, Taf. III, Fig. 2) eine ähnliche zartgestreifte Form als *Halobia lineata Mnstr.* beschrieben. Am besten stimmt Münsters „*Monotis*" *lineata* bei Goldfuß (Petr. Germ. CXXI, Fig. 3).

Posidonomya Wengensis Mnstr.

Ein Stückchen aus dem schwarzen Kalke, zirka 9 *mm* breit, zeigt die konzentrischen Linien bis gegen die Wirbelspitze. Im ganzen liegen mir sechs Stückchen vor.

Auch in Bittners Aufsammlung fand sich ein Schälchen.

Aviculopecten cf. Bosniae Bittner sp.

Taf. VI (III), Fig. 42.

In Bittners Aufsammlung liegt ein an *Aviculopecten* oder *Pseudomonotis* erinnerndes Schälchen; nur die Oberfläche einer wenig gewölbten linken Klappe, mit Radialrippen, welche auch auf den rückwärtigen Flügel hinüberziehen. Das vordere Ohr ist leider abgebrochen. Zwischen die vierzehn stärkeren schieben sich viel zartere Zwischenrippen ein. Das Wirbelspitzchen ist glatt, weiterhin laufen gedrängt stehende, zarte Anwachslinien über die Schale, welche auf den Rippen kleine Höckerchen entstehen lassen. Das Schälchen ist

7·3 *mm* lang und ebenso breit. — Aus der bosnischen Trias (Jahrb. 1902, Taf. XXVI [IX], Fig. 14—18) hat Bittner eine Anzahl ähnlicher Formen behandelt. Von diesen Formen scheint mir *Aviculopecten Bosniae Bittner*, und zwar die in Fig. 17 dargestellte rechte Klappe die allergrößte Ähnlichkeit zu besitzen, da auch bei diesem Stück durch schwächere Zwischenrippen fast eg elmäßiges Alternieren der zwei Rippensysteme eintritt. Das rosnische Stück wird aus dem Muschelkalk von Grk bei Čevljanović bngeführt.

Gervilleia sp.

Man vergleiche *Gervilleia Bouéi Hauer. sp.*

Nur ein Stück (eine linke Klappe) liegt mir vor, welches ich als *Gervilleia cf. Bouéi* ansprechen möchte. Recht ähnlich ist wohl die von Bittner (Bakony, pag. 30, Taf. V, Fig. 7 u. 8) behandelte Varietät. Der Flügel ist noch weniger scharf abgesetzt.

Lima cancellata Bittner.

Taf. VI (III), Fig. 43.

Nur ein ziemlich ansehnlicher und wenig gewölbter Steinkern mit Schalenabdruck liegt mir vor, den ich nur mit der Bittnerschen Art von der Seelandalpe bei Schluderbach in Vergleich bringen kann. Die Abwitterung meines Stückes ist weit vorgeschritten. Zwölf kräftige Rippen sind vorhanden, auch die feinen Anwachsringe sind recht deutlich zu verfolgen sowie auch das „grobe Netz von viereckig vertieften Feldern“ mit den Verdickungen an den Kreuzungsstellen. Die feineren Radialrippen („sie sind ziemlich undeutlich ausgeprägt“) in den weiten Zwischenräumen der Rippen kann ich nicht bemerken.

Mein Stück hat eine Höhe von 39 *mm* bei einer Breite von 37 *mm*. Das Bittnersche Bild mißt dagegen nur 32 und 30·3 *mm*.

Auch in Bittners Material liegt ein Stück dieser Form, viel größer als das meine. Die Höhe beträgt über 50 *mm*. Leider läßt auch dieses Stück die Ohren nicht erkennen. Erwähnt sei, daß auch der leider schlechterhaltene Steinkern von *Mysidioptera aff. spinescens Bittner* (Bakony, Taf. III, Fig. 6) in der Skulptur der Schalenoberfläche eine gewisse Ähnlichkeit besitzt, von welchem Stücke Bittner (l. c. pag. 6) übrigens sagt, daß es „mehr an *Lima* als an *Avicula*“ erinnere.

Lima cf. areolaris Bittner.

Taf. VI (III), Fig. 44.

Ein kleines, an der Oberfläche wohlerhaltenes, nur in der Schloßregion etwas beschädigtes Stückchen von ähnlicher Kleinheit wie Bittners Original (l. c. XXII, Fig. 7) liegt mir vor. Ich halte es für eine rechte Klappe wie Bittners Stückchen. Die Radiallinien sind feiner, von einer Punktierung der zarten Furchen kann ich nichts bemerken. Mein Stückchen ist stärker gewölbt und weniger schräg. Es ist 6·2 *mm* hoch und 5·6 *mm* breit. Von der Lunularregion läßt sich nur ein Stückchen erkennen.

Lima sp. ind.

Taf. VI (III), Fig. 45.

Nur ein Schälchen (nach Bittners Auffassung eine rechte), in der Form und Rippung etwa an *Lima alternans Bittner* (l. c. Taf. XXII, Fig. 1) erinnernd. Ich zähle nur 12 Rippen, welche alle bis in die Nähe des glatten Wirbels reichen. Die Anwachsstreifung ist ungemein zart und zieht an der Hinterseite gegen den Schloßrand.

Länge 11 *mm*, größte Breite 8·5 *mm*. Von feinen Radiallinien zwischen den Rippen keine Spur.

Mysidioptera similis Bittner.

Taf. VI (III), Fig. 46 u. 47.

Unter Bittners Sammlungsergebnissen liegt eine hochgewölbte rechte Klappe, das einzige Stück, welches mit Bestimmungszettelchen versehen ist, „*cfr. Mys. multicostata* von Veszprim oder *similis*".

Bittner hat diese beiden Formen in seiner Arbeit über die Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes (1901) zur Abbildung gebracht, und zwar Taf. II, Fig. 3—6 *multicostata*, Fig. 7 und 8 *similis*. Das mir vorliegende Stück ist hochgewölbt und zeigt zwischen den kräftigen Rippen ebene Zwischenfurchen, was dem Verhalten bei *Mysidioptera similis Bittner* entspricht, weshalb ich diese der beiden Formen für die Bezeichnung wähle. Das vorliegende Stück läßt auch die sehr feinen Anwachslinien unter der Loupe schön erkennen, die besonders in den Interkostalräumen scharf ausgeprägt sind.

In Bitttners Aufsammlung liegt auch ein Stück aus der Schloßregion (Fig. 47), das hierhergestellt werden könnte. Das flache Schloßfeld erinnert an jenes von *Mysidioptera costata Bittner* (Abh. XVIII, 1895, Taf. XX, Fig. 20). Von den Fossilien der Pachycardientuffe ist die als *Mysidioptera Emiliae Bittn.* (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. L, pag. 60, Taf. VI, Fig. 1—7) bestimmte, viel weniger stark aufgeblähte Form gewiß sehr nahestehend (Palaeontogr. L, Taf. XXI, Fig. 4 u. 5).

Mysidioptera cf. incurvostriata (*Gümb.*) *Wöhrm. sp.*

Ein Steinkern mit dürftigen Schalenresten aus Bittners Material dürfte, nach den kräftigen, am rückwärtigen Flügel und auch am Steinkerne noch zu beobachtenden Radiallinien, zu der genannten Form zu stellen sein, welche Wöhrmann (Jb. 1889, Taf. VI, Fig. 10 u. 11) von Hall angegeben hat. Bittner führt sie aus den Schlernplateauschichten (Jb. 1895, Taf. XXII, Fig. 11) und vom Jeruzsálemhügel an. (Bakony, Taf. II, Fig. 9—12, kleinere Individuen.) Die Höhe des Stückes vom Jägerhause beträgt 46 *mm*. Auch die von Bittner als *Mysidioptera cfr. vixcostata Stopp.* bezeichnete Form von Esino (Abh. XVIII, Taf. XX, Fig. 24) käme zum Vergleiche. (Stoppanis Abbildung freilich bleibt außer Betracht, sie ist zu wenig gelungen.) Besonders die radiale Streifung am Flügelschloßrand ist ähnlich. Die von F. Broili (Palaeontogr. L, Taf. XX, Fig. 17) abgebildete Form aus den Pachycardientuffen hat auf jeden Fall große Ähnlichkeit.

Badiotella incerta nov. spec.

Taf. VI (III), Fig. 48.

Eines der auffallendsten Stückchen unserer Aufsammlungen ist eine kleine dreiseitige Klappe mit lang vorgezogenem, nach vorne gekrümmten Wirbel, vor dem sich eine kleine Lunula befindet. Vom Wirbel zieht eine tiefe und lange, nach unten sehr breit werdende Furche zum Rande des Schaleninnenraumes, die so aussieht, als wäre sie durch eine Faltung der Schale entstanden, förmlich eine eingefaltete Area vorstellend. Die vordere Schloßkante nächst der Falte besitzt auf der gerundeten Höhe eine sehr zarte Rinne. Vor derselben dehnt sich ein dreiseitiges, windschief gebogenes Feld aus (Bandfläche) mit einer stärkeren Furche in ihrer Mitte. Die Oberfläche der Schale erscheint, mit freiem Auge beobachtend, glatt. Unter der Lupe erkennt man aber sehr feine konzentrische Linien, die von ebenso feinen Radiallinien durchkreuzt werden, so daß die Schale wie gegittert erscheint.

Das Schälchen ist 11 *mm* lang, 10·2 *mm* breit und 4 *mm* hoch.

Der dreiseitige Umriß und die Schräge der Schale erinnerte mich an *Opis*, die Schloßfläche dagegen an *Mysidioptera*. Die von Bittner als *Badiotella Schaurothiana* bezeichnete Schale (l. c. Taf. XXII, Fig. 17) zeigt eine gewisse Ähnlichkeit des Schlosses, beziehungsweise der dreieckigen Fläche (Area nach Bittner l. c. pag. 201) mit der Mittelfurche (Bandfurche), welche bei meinem Stücke sehr stark schräggestellt ist. Das, was ich als Area auffaßte, ist bei der stark radial gestreiften *B. Schaurothiana* weniger stark eingefaltet. Die Badiotellen Broilis aus den Pachycardientuffen (1903, Taf. XX, Fig. 6—9 und 11) sind durchwegs breiter gebaut, weniger eingefaltet. Ich halte meine Klappe für eine rechte, was wohl mit der Deutung Bittners nicht stimmt, welcher aber dabei zu der Annahme genötigt wird, daß der Wirbel nach rückwärts gewendet sei.

Pecten (*Aequipecten?*) *Sandbergeri Klipst.*

Taf. VI (III), Fig. 49.

Eine recht gut erhaltene Klappe, welche der von Bittner gebrachten Abbildung (l. c. 1895, Taf. XVIII, Fig. 32) gleicht, beide Klappen darbietet und auch die Ohren mit zarten Anwachslinien wenigstens teilweise beobachten läßt. Die Beschreibung, welche Bittner gegeben hat, stimmt auf das beste.

Laube (St. Cassian 1865, pag. 61) hat die Klipsteinsche Art mit *Pecten Protei Mnstr.* mit Vorbehalt vereinigt, von welcher Form jedoch Münster keine Abbildung gegeben hat. Bittner hat die Laubesche Form (l. c. Taf. XX, Fig. 6) als neu mit je zwei Zwischenrippen erkannt und als *Pecten janirula* aufgestellt [1]). Mein Stück

---

[1]) Hier will ich anführen, daß ich schon im Jahre 1896 bei einem Besuche des Lindkogels bei Baden in einem hellgrauen, fast weißen, dichten bis halbkristallinisch aussehenden Kalke nahe der Spitze Spuren von Fossilien fand. Hie und da einen Querbruch eines Cidaritenstachels, dann einen hochgewölbten kleinen

ist 15·3 *mm* lang und 14·5 *mm* breit. Beide Klappen klaffen am Stirnrand. Es ist etwas größer als Bittners Original.

Pecten aff. subalternans d'Orb.

(Vielleicht als neue Art zu betrachten.)

Taf. VI (III), Fig. 50.

Ein hübsches Bruchstück (mehr als die Hälfte der Schale) liegt mir vor, mit Radialstreifen von größerer Anzahl als bei *Pecten subalternans d'Orb.* bei Laube (St. Cassian Taf. XX, Fig. 4), ohne die von Al. Bittner (l. c. Taf. XVIII, Fig. 25) gezeichneten firstziegelartig aufragenden Dornen der Hauptrippen. Nur eine der mittleren Rippen zeigt unregelmäßige Verdickungen. Etwa 11 Rippen erreichen die Wirbelgegend, am Stirnrande aber stehen etwa 36 Rippen und Rippchen, etwa 9 Rippen reichen bis über die Mitte der Schalenlänge, die übrigen reichen nur bis zu einem Drittel der Länge. Die Anwachslinien sind sehr scharf und bilden eine zierliche Gitterung; das eine erhaltene Ohr läßt nur Anwachslinien erkennen. Mein Stück ist 13 *mm* lang und dürfte 11 *mm* breit gewesen sein.

Pecten interstriatus Mnstr.

Taf. VI (III), Fig. 51.

Ein Steinkern und der dazugehörige Abdruck liegen mir vor, etwas größer als Bittners Originale (l. c. Taf. XIX, Fig. 1—4). 16 fast gleich starke Radiallinien, deren Zwischenräume kleiner sind als es bei Münster gezeichnet wurde (Beiträge IV, Taf. VI, Fig. 32 und VII, Fig. 5). Mein Stück ist 11 *mm* lang. Von einem zweiten Stücke nur ein Bruchstück.

Pecten Porschei n. sp.

Taf. VII (IV), Fig. 52.

In zwei auf das beste übereinstimmenden Stücken liegt mir ein zum Teil mit der Schale erhaltener Pecten vor. Die Schale ist viel länger als breit (35 : 28 *mm*), dünn, fast vollkommen glatt mit sehr zarten, erst unter der Lupe sichtbar werdenden Anwachslinien, ohne Radiallinien. Die beiden Ohren sind ungleich groß, das größere zeigt

---

Körper mit gleichmäßiger Rippung (etwa 17—19 Rippen), bei dem ich an *Lima* oder *Pecten* dachte, vor allem aber einen recht wohl erhaltenen sicheren Pecten, dessen Radialstreifung lebhaft an jene von *Pecten Sandbergeri* (*Klipst.*) *Bittner* erinnert. Es sind 7 bis in die Wirbelregion reichende Hauptrippen sehr wohl erhalten (bei *P. Sandbergeri* nur 6). In der Stirnnähe finden sich zwischen den mittleren Hauptrippen kurze Schaltrippen. Über die ganze Schalenoberfläche und über die Rippen hinüberziehend tritt eine sehr gleichmäßige feine konzentrische Streifung mit dichtstehenden scharfen Linien auf. Der Winkel der Seitenkanten beträgt 67°, während derselbe Winkel bei Klipsteins Figur (Taf. XVI, Fig. 12) 78° mißt. (Man vergl. Taf. VI [III], Fig. 50 *a*.)

Ich füge diese Anmerkung hier an, weil sie erkennen läßt, daß die Nachsuche in den Lindkogelkalken („Reiflinger Kalk" nach Bittner) durchaus nicht hoffnungslos ist.

außer den Anwachslinien Andeutungen von radialer Streifung. Beide Ohren sind scharf abgegrenzt, indem die Schalenoberfläche eine scharfe Kante besitzt. Der Wirbel ist schmal und stark aufgewölbt, gegen den Stirnrand nimmt die Wölbung ab. Der Schloßrand ist 15 *mm* breit, wovon 9 *mm* auf das größere Ohr entfallen. Mir ist eine ähnliche Form in der mir zugänglichen Literatur nicht bekannt geworden.

Ich nenne dieses Fossil nach seinem glücklichen Finder Adjunkt Dr. Jos. Porsche.

Pecten aff. undiferus Bittner.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. VII (IV), Fig. 53.

(Aus Bittners Aufsammlung.) Eine schön ornamentierte Klappe (vielleicht die rechte) mit Andeutungen des hinteren (?) Ohres, das andere ist leider abgebrochen. Die Oberfläche zeigt scharf ausgeprägte konzentrische Wülste, welche kantig aufragen, etwa so wie es Klipstein bei seinem *Pecten decoratus* gezeichnet hat (Taf. XVI, Fig. 9); m. vergl. auch Bittner-L. Waagens Abbildung (Pachycardientuffe Taf. XXXIV, Fig. 29). Während diese Form jedoch durch die feinen radialen Linien auffällt, sieht man solche bei dem vorliegenden Stücke nur auf der rechten Seite des Bildes, während die konzentrischen feinen Anwachslinien über die kantigen Wülste hin verlaufen, dieselben unter sehr spitzen Winkeln schneidend, ähnlich wie bei *Pecten undiferus Bittner*, nur daß sie bei diesem Fossil mit den Wülsten parallel laufen. Das Schälchen ist 17·5 *mm* hoch und 12·3 *mm* breit.

Pecten spec.

(Wohl eine neue Art.)

Taf. VII (IV), Fig. 54.

Einen Steinkern, von der Innenseite der Schale abgetrennt, hat Bittner gesammelt. Auf der Innenseite der Schale erkennt man noch 10 Radialrippen, auf beiden Seiten, nahe den Seitenrändern tiefe Furchen und je eine Aufwölbung der Ränder, etwa so wie es Bittner (Bakony, Taf. V, Fig. 15) bei seinem *Pecten subdivisus* zeichnen ließ, der sich aber durch die zahlreicheren Rippchen unterscheidet. Das vorliegende Stück ist 11·5 *mm* hoch und ebenso breit.

Pecten subdemissus Mnstr.

Taf. VII (IV), Fig. 55.

Drei Stückchen in sehr verschiedener Größe liegen mir vor, welche ich mit Münsters Art (l. c. pag. 73, Taf. VII, Fig. 6) vereinigen möchte, wie es schon Bittner (l. c. pag. 164, Taf. XIX, Fig. 28 u. 29) getan hat. Auch mein Stück ist flach, weniger breit, die Oberfläche glatt mit zarten konzentrischen und noch feineren radialen Linien (man vgl. Bittners Fig. 28). Eines meiner Stückchen

ist 10·5 *mm* lang, zirka 9·2 *mm* breit. Der Wirbel ist spitz, die Ohren klein, gegen die Seitenränder befinden sich deutliche breite flache Furchen.

Auch ein viel größeres Stück muß ich hier anreihen. Es hat etwa die Größe des Bittnerschen Stückes (l. c.) Fig. 28, von der Seelandalpe bei Schluderbach, von dem Bittner meint, daß es „zu *Amussium* zu stellen sein dürfte“. Er bezeichnet das Stück vorläufig als *Pecten cfr. subdemissus Mnstr.*

Auch Bittner hat beim Jägerhause ein ähnliches Stückchen gesammelt.

Das abgebildete Stück war 18·7 *mm* lang und 17·5 *mm* breit.

? *Terquemia („Hinnites“) spec. ind.*

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. VII (IV), Fig. 56.

Nur ein zierliches, die Oberfläche gut darbietendes Schälchen, fest mit dem Gestein verwachsen, liegt mir vor. Von der Area ist nichts sichtbar, weshalb die Bestimmung fraglich bleibt. Die Oberfläche ist gegen den Stirnrand unregelmäßig und kräftig quer über gewulstet, mit tiefen Gruben. Der Wirbel ist spitz, rechts und links läuft die Schale in flügelige Fortsätze aus, die jedoch nicht scharf abgesetzt erscheinen. Die Wirbelspitze ist glatt, dann beginnt die scharf ausgeprägte Radialstreifung. Zwischen die Hauptlinien schieben sich feinere Zwischenrippchen ein. Außerdem sind feine konzentrische Linien vorhanden, wodurch auch kleine Körnchen auf den Kreuzungsstellen entstehen.

Das hübsche Stückchen dürfte in die Gruppe der schwierig zu deutenden Formen gehören, welche Al. Bittner (Abhandl. XVIII, 1895, Taf. XXIII) als *Terquemia*, *Plicatula*, *Placunopsis* und *Dimyodon* zusammengestellt hat.

Die größte erhaltene Breite des Schälchens beträgt 6 mm, die Schloßlinie ist etwa 5 *mm* lang. Da die Schalenoberfläche frei vorliegt, wird man sie wohl als die kleine Klappe zu deuten haben. Eine ähnliche Form hat Bittner von St Cassian (l. c. Fig. 9) als *Terquemia spondylina* dargestellt, die jedoch keine Wulstung besitzt. Ein zweites, viel kleineres Stückchen ist noch fraglicher. Paronas *Hinnites denticostatus Klipst. sp.* (Fauna Raibliana Lomb. 1889, Taf. V, Fig. 5*a*) könnte dabei mit in Vergleich gezogen werden. Nach Bittner ist es fraglich, ob diese Form zu *Terquemia* zu stellen sei. —

Ein besser erhaltenes Stück fand ich in Bittners Material, welches ich als

Terquemia („Hinnites“) spec.

Taf. VII (IV), Fig. 57

ansprechen möchte. (Man vergl. *Terquemia spondylina Bittner*, l. c. Taf. XVIII, Fig. 9.) Die kleinere Klappe liegt vor. Die Beschreibung Bittners (l. c. pag. 209) stimmt, nur ist meine Klappe etwas aufge-

wölbt. Die Rippen sind ungleich stark, so daß zwischen den kräftigen je zwei oder drei wieder ungleich starke Rippen zu liegen kommen, welche fast durchwegs die dornigen Höckerchen erkennen lassen, welche eines der Unterscheidungsmerkmale gegenüber der *Terquemia* („*Hinnites*“) *obliqua Münster sp.* bilden. Das Stückchen ist 7·4 *mm* hoch und 8 *mm* breit.

? *Plicatula n. spec.*

Taf. VII (IV), Fig. 58.

Es liegt mir nur ein Stück von einer an grobrippige Austern erinnernden Schale vor. Es ist eine angewachsen gewesene Klappe mit fast kreisrunder Stirnseite. In zwei Halbkreisringen treten überaus kräftige, gerundete Rippen auf, mehr als 15 im Umkreise. Das Aussehen erinnert etwas an *Plicatula Ogilviae* (Bittner l. c. 1895, Taf. XXIII, Fig. 20, 21), vielleicht aber noch mehr an das austernartige Fossil, welches Bittner (Bakony 1901, Taf. VI, Fig. 25) als *Enantiostreon hungaricum* (*nov. gen. nov. spec.*) abbilden ließ (aus den Veszprimer Mergeln), freilich ist an meinem Stücke nichts von Anwachslinien zu bemerken, die Wulstradien sind durchwegs ganz glatt. Bittner nennt (l. c. pag. 72) die *Ostrea venusta Münst.* (IV, Taf. VII, Fig. 1) von St. Cassian als einzige Form, die einige Ähnlichkeit besitzt, ihr fehlte jedoch die konzentrisch ringförmige Gliederung.

Unbestimmt.

Plicatula (?) (*Enantiostreon [?] sp.*)

Taf. VII (IV), Fig. 59.

Zwei austernartig aufgewölbte Stücke liegen mir vor, welche deutliche Radialrippen und feinere Anwachslinien erkennen lassen. Diese erinnern in der Art der Gabelung der Rippen einerseits an das Verhalten bei *Plicatula Ogilviae Bittner* (l. c. XXIII), vielleicht aber noch mehr an das fragliche *Enantiostreon* (Bittner, Bakony, Taf. VI, Fig. 23). Eine sichere Bestimmung wage ich nicht vorzunehmen. Das eine meiner Stücke hat eine Höhe von 23 *mm* und eine Breite von zirka 17—18 *mm*; das zweite Stück ist nur wenig größer.

? *Myophoria sp.*

Vielleicht aus der Formenreihe der *Myophoria inaequicostata Klipstein.*

Taf. VII (IV), Fig. 60.

Ein sehr kleines, verhältnismäßig wohlerhaltenes Schälchen (4·3 *mm* breit, 3·2 *mm* hoch) mit sehr zierlicher Ornamentik der Oberfläche. Neun kräftige Radialrippen, von welchen fünf bis gegen die Wirbelspitze hinanreichen, die übrigen aber Schaltrippen vorstellen, etwa so wie bei der zum Vergleiche herangezogenen Cassianer Art (G. Laube, Taf. XVIII, Fig. 3*c*; Bittner, Taf. XI, Fig. 3, 6 und 7). Die Rippen werden durch kräftige konzentrische Linien überquert, zwischen welchen tiefe Furchen liegen. An den Kreuzungsstellen

treten Verdickungen auf, ähnlich so wie es Laube zeichnen ließ. Auf dem Arealraum ist die Streifung und Rippung abgeschwächt. Die rückwärtige Schalenpartie läßt keine deutliche Area erkennen, die Kante fehlt, was wohl auch bei manchem Stückchen der zum Vergleiche herangezogenen Formenreihe ähnlich so sich verhält (Taf. XI, Fig. 8).

Craspedodon cf. Hornigii Bittner gen. et spec.

Taf. VII (IV), Fig. 61.

Nur ein beschädigter Steinkern liegt mir vor, der jedoch so gut mit Bittners Abbildungen von *Craspedodon Hornigii Bittner* (Bakony, Lamellibr. Taf. I, Fig. 1—9) übereinstimmt, daß ich trotz des mißlichen Erhaltungszustandes an die oben genannte Art aus den „Conchodonmergeln" des Jeruzsálemhegy bei Veszprim denken möchte. Diese Klappe läßt das abgegrenzte Arealfeld recht gut erkennen, die Abgrenzung erfolgt mit einer wohlmarkierten Furche. Freilich ist mein Stück viel kleiner und läßt leider vom Schloßbau nichts erkennen. Mein Stück ist nur ca. 42 *mm* lang und ca. 22 *mm* hoch gewölbt.

Craspedodon (Physocardia Wöhrmann) spec.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. VII (IV), Fig. 62.

Ein kleineres Stück mit schön nach vorn gekrümmtem Wirbel liegt in Bittners Material vor, leider ist die rückwärtige Partie beschädigt. Die Form ist fast kugelig aufgewölbt, glatt, bis auf wenige Furchen, parallel zum Stirnrande.

Craspedodon (Physocardia) sp.

Taf. VII (IV), Fig. 63.

Ein Schalenhohldruck und ein dazugehöriges Steinkernbruchstück liegt mir vor. Die Abformung der Wirbelregion ließ sich recht gut vornehmen. Es ergaben sich zwei kräftige, nach vorn gerollte Wirbel, gleich groß und gleich stark gewölbt. Die Wirbel berühren sich nicht. Die Lunula ist durch die Fortsetzung der vorragenden Schloßrandkante in zwei Felder geteilt, die Area nicht scharf abgegrenzt, Erscheinungen, die für die Deutung als *Isocardia* oder vielleicht *Physocardia* (nach Zittel-Broili = *Craspedodon Bittner*) sprechen würden. Der Schloßrand, soweit er erhalten ist, mißt 27 *mm*. Die Dicke der beiden Klappen (soweit sie erhalten sind) 23 *mm*.

Gonodon (?) spec.

Taf. VII (IV), Fig. 64.

Nur ein Steinkern der linken Klappe liegt mir vor, dessen Form am besten mit der von G. Laube von St. Cassian (Taf. XV, Fig. 7) zur Abbildung gebrachten *Corbis plana Mnst. sp.* verglichen werden

könnte. Bittner hat diese Form später (1895, pag. 14) als *Gonodon Laubei* bezeichnet (Taf. V u. VI). Da jedoch die Aufwölbung der Schale bei meinem Stücke viel kräftiger ist und ebenso der Wirbel viel derber und nach vorn gekrümmt, so könnte man auch an *Megalodon* denken. Da aber der Wirbel mittelständig und von einer wohlumgrenzten Area nichts wahrzunehmen ist, indem die Schalenoberfläche recht allmählich in eine rückwärtige Furche übergeht, die bis zu dem geraden Schloßrand verläuft, etwa so wie es Laube (l. c. Fig. 4) bei seiner *Lucina anceps* zeichnen ließ (von Bittner zu *Megalodon* gestellt, Taf. II, Fig. 6, da diese Figur übrigens nicht ganz mit jener Laubes übereinstimmt), so wird mir die sichere Bestimmung unmöglich. Mein Stück ist 19 *mm* hoch und 21 *mm* breit. Ein zweites, viel größeres Stück (eine linke Klappe) setzt der Bestimmung dieselbe Schwierigkeit entgegen.

Unbestimmbar.

(Wohl eine neue Form.)

Taf. VII (IV), Fig. 65.

Schließlich möchte ich einen kleinen Bivalvensteinkern aus der Bittnerschen Aufsammlung erwähnen, den ich aus dem Gestein mit beiden Klappen herausbrachte. Das Stückchen fällt durch die kräftig vorragenden Wirbel, den kräftigen, von den Wirbeln zur hinteren Steinkernecke stark vorgezogenen Wulst und den weiten Raum zwischen den Wirbeln auf. Länge von der (beschädigten) Wirbelspitze zur hinteren Ecke über 11 *mm*, größte Breite 10 *mm*, größte Dicke 9 *mm*. Mir ist eine Art mit so kräftigem Diagonalwulst nicht bekannt. Steinkerne von Cardita liegen mir nicht vor, gewisse kleinere Formen wie *Cardita cf. Pichleri Bittner* (l. c. Taf. IV, Fig. 17) sind zwar auch sehr dick, aber die Wulstung ist doch weniger ausgesprochen. Vielleicht haben wir dabei an einen der kleinen St. Cassianer Megalodonten zu denken? Etwa an *M. rimosus Mnst.* Leider ist vom Schloß nichts zu sehen. Ich will das Stückchen zur Abbildung bringen.

Von **Gastropoden** gelang es mir in meinen Aufsammlungen im ganzen nur vier Stückchen zu finden, und zwar nur Durchschnitte und Bruchstücke. Was sich ähnlich so verhält, wie bei den Haller Carditaschichten. Am besten kenntlich ist noch eine nach alter Fassung als

„Turritella" nov. spec.

Taf. VII (IV), Fig. 66

zu bezeichnende Form, die vielleicht zu Kittls *Promathildia* zu stellen sein wird. Nur zwei Umgänge liegen vor. Es war eine hochgewundene Form mit vier kräftigen Spirallinien, von denen die obere zu einem förmlichen Kiele wird, während zwei viel schwächer einander angenähert auf der Mitte der Umgänge verlaufen und die unterste nur wenig stärker als die Mittellinien ist. Der Abstand der obersten und untersten ist größer als etwa bei den *Protorcula*-Formen Kittls. Feine Anwachslinien scheinen vorhanden zu sein. Eine nähere Gattungs-

bestimmung wage ich nicht vorzunehmen. Bei Kittls *Promathildia* (Annalen 1894, Taf. IX) finden sich Formen, an die man denken könnte, aber keine mit derselben Skulptur. (*[Promathildia?]* Fig. 6—9 *[Pr. Bolia Mnstr. sp.]*, Fig. 10 *[Pr. stuoresensis Kittl]*). Ein abgewittertes, im Gestein steckendes Schälchen mit ausgezogenem Mündungsrande könnte auch zu *Promathildia* (?) gehören.

Loxonema cf. grignense Kittl.

(Man vergleiche auch *Trypanostylus triadica Kittl.*)

Taf. VII (IV), Fig. 67.

Nur ein zum größten Teil im Gestein eingeschlossenes Stück liegt mir aus Bittners Aufsammlung vor. Sechs Windungen sind erhalten. Sie sind sehr flach, flacher als bei der zum Vergleich herangezogenen Form aus dem Esinokalke (Kittl, Ann. 1899, pag. 21, Taf. XI, Fig. 14—16). Die flachen Umgänge gleichen jenen an *Trypanostylus triadica Kittl* (ebenda Taf. XI, Fig. 29). An meinem Stücke fallen die nach hinten geneigten Querfalten auf den älteren Umgängen auf, was an das Verhalten bei *Loxonema grignense Kittl* erinnert, während *Trypanostylus triadica Kittl* durchwegs glatte Umgänge besitzt (Kittl, St. Cassian, 1894, Taf. VIII, Fig. 26 u. 27). D. Häberle führt *Trypanostylus triadica Kittl* (Heidelberg IX, Taf. V, Fig. 22—24) auch aus der Gegend von Predazzo an. Das Stück hat eine Länge von 14·5 *mm*.

Coelostilina Bittneri nov. spec.

Taf. VII (IV), Fig. 68.

Nur ein Stück liegt in Bittners Sammlung, dem nur die ersten beiden Umgänge fehlen; vier Umgänge sind erhalten.

Die Oberfläche erscheint glatt, die Umgänge sanft und gleichmäßig gerundet, die Naht ist scharf, aber ohne tiefergehende Einkerbung. Unter der Lupe erkennt man schräg verlaufende Anwachslinien. Das Gehäuse erscheint etwas bauchig, weil der vorletzte Umgang etwas stärker vorgewölbt ist. Der Mundrand ist etwas verdickt, der Nabel wohl ausgeprägt. Bei meinen Bemühungen, den Nabel freizubekommen, sprang der letzte Umgang ab und man konnte sich überzeugen, daß die dadurch freigewordene Unterfläche fast flach ist und feine Anwachslinien besitzt. Der Schalenwinkel beträgt 55^0, ist also nur wenig kleiner als jener bei Kokens *Coelostylina rhenana*, wo er nach Kokens Abbildungen (Abh., Spezialkarte von Elsaß-Lothringen N. F., XI, 1898, pag. 38, Taf. VI, Fig. 1 u. 2) zwischen 56^0 und 57^0 schwankt (an den Abbildungen gemessen). Es sind diese Stücke aus dem oberen Muschelkalk von Marlenheim nach den vergrößerten Abbildungen unter allen mir bekannt gewordenen am ähnlichsten. Die von Kittl zur Abbildung gebrachten Formen von St. Cassian sind durchwegs spitzere, höher gewundene Arten (Annalen 1894, Taf. V, Fig. 1—49). Am ähnlichsten ist noch *Coelostylina fedujana Kittl* (48^0), sie ist aber

viel kleiner, was auch für *C. conica Mnstr.* (IX 21, Kittl l. c., Taf. V, Fig. 1—7) gilt. Auch unter Kittls Esino- und Marmolata-Coelostylinen findet sich nichts Übereinstimmendes. Das vorliegende Stück war über 20 *mm* hoch, bei einem größten Durchmesser von 14 *mm*.

Außer dem beschriebenen Stücke liegt noch ein letzter Umgang eines zweiten noch größeren Stückes vor. Durchmesser über 19 *mm*.

Pseudomelania (Oonia) cf. similis Mnstr. sp.

Taf. VII (IV), Fig. 69.

Ein Stückchen mit drei erhaltenen Umgängen dürfte in die Nähe der genannten Art zu stellen sein. Kittls Abbildung (Ann. 1894, Taf. VI, Fig. 11 u. 12) hat große Ähnlichkeit. Auch die Münstersche Abbildung eines großen Individuums stimmt recht gut.

Cephalopoden sind nur wenige aufgefunden worden.

Orthoceras sp. ind.

(Vielleicht *Orthoceras politum Klipst.*)

Nur ein Stückchen liegt mir vor, von 32 *mm* Länge. Oben 8 *mm*, unten 6 *mm* im Durchmesser. Der Abstand der Scheidewände voneinander im unteren Teile deutlich sichtbar, etwa 2 *mm*. Das von Mojsisovics (Med. Triasprovinz, Taf. XCIII, Fig. 7) abgebildete Stückchen von *Orthoceras politum Klipstein* zeigt etwas weitergehende Verjüngung (7 *mm* : 4·4 *mm*). Der Abstand der Kammerscheidewände bei dem von Mojsisovics abgebildeten Exemplar von Požoritta in der Bukowina ist etwas größer. Mojsisovics führt es an (l. c. pag. 293) aus den Aon- und Archelausschichten.

? Aulacoceras sp. ind.

Nur ein Stückchen liegt mir vor, das man vielleicht als vom Rostrum herstammend deuten könnte.

Nautilus spec. ind.

Von *Nautilus* liegt mir nur ein schlechterhaltenes Bruchstück vor, welches die breite, ganz flach gewölbte Externseite erkennen läßt; man könnte etwa an *Nautilus longobardicus Mojs.* denken, welcher aus grauem Kalke vom Val del Monte bei Esino stammt. (Mojsisovics Med. Triasprovinz, Taf. LXXXIII, Fig. 6.) Die Kammerscheidewände sind an der Externseite nur ganz leicht gekrümmt, während sie z. B. bei *Nautilus Ampezzanus Loretz* (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1875, Taf. XXIII, Fig. 1) verhältnismäßig stark nach rückwärts gekrümmt verlaufen.

Trachyceras zwei Arten. Zu vergleichen mit

Trachyceras Medusae Mojs., *Trachyceras oenanum Mojs.* und *Trachyceras Aon Mnstr. sp.*

Taf. VII (IV), Fig. 70 u. 71.

Mir liegen nur zwei Stücke vor, der Abdruck eines Bruchstückes mit breiteren und ein besser erhaltener, ein Steinkern mit Schalenresten, mit schmäleren Rippen, etwa ähnlich so wie es v. Wöhrmann (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 231) vom Haller Salzberge angegeben hat, wobei er bemerkte, daß die beiden oben zuerst genannten Formen einer Art angehören könnten. v. Mojsisovics gibt als zweiten Fundort von *Trachyceras Medusae* auch den braunroten Marmor mit *Trachyceras Aonoides* des Raschberges bei Goisern an. Bei Hall soll diese Art im Sandstein („Mitterberger Sandstein“) der Carditaschichten vorgekommen sein. *Trachyceras oenanum* wird außer vom Salzberge bei Hall auch aus fleischrotem Marmor mit *Lobites ellipticus* vom Röthelstein bei Aussee in je einem Exemplar angeführt (Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, pag. 112, Taf. XXXVI, Fig. 5). und zur Gruppe des *Tr. furcosum* gestellt, welche Formen der Aon- und Archelauszone umfaßt. *Trachyceras Medusae Mojs.* (Cephalopoden der Hallstätter Kalke, pag. 690, Taf. CLXXXVI, Fig. 4, 5; wird auch auf Taf. CXCVII, Fig. 8 abgebildet.) Mir will scheinen, daß gewisse Formen von *Trachyceras Aon Mnstr.*, so die von Laube (Cephalopoden von St. Cassian, Taf. XXXVIII, Fig. 6) oder die von Edm. v. Mojsisovics (Medit. Triasprovinz, Taf. XXI, Fig. 19 u. 21) abgebildeten Stücke mit meinem bessererhaltenen viele Ähnlichkeit haben.

Mein Stück (Figur 70), läßt in bezug auf die Schalenskulptur viel zu wünschen übrig, doch kann ich auf dem Abdrucke der Schalenoberfläche mehrere, vielleicht sieben Dornenreihen erkennen, mit recht verschieden kräftigen Dornen, die streckenweise ganz abgeschwächt gewesen sein dürften. Die Gabelung der Rippen erfolgt wie bei *Trachyceras Aon* in verschiedenen Abständen vom Nabelrande. Die schmale Externfurche konnte ich deutlich erkennen.

Trachyceras oenanum Mojs. hat noch breitere Rippen als bei meinem Bruckstücke (Fig. 71) auftreten. Die Dornung war bei meinem Stücke nach einzelnen Überbleibseln zu urteilen ziemlich grob, was ja entsprechen dürfte.

Im nachfolgenden gebe ich nun auf drei Tabellen (pag. 116, 117 und 118) eine genaue Zusammenstellung aller Vorkommen übereinstimmender oder verwandter Arten aus den Jägerhauskalken von Baden.

	Namen	Tafel	Figur	Anzahl	Vorkommen übereinstimmender oder verwandter Arten
1	*Colospongia dubia Münst. sp. var.*	IV (I)	1	hh	St. Cassian.
2	„ *dubia var. pustulipora n. v.*	IV (I)	2	1	„
3	„ *dubia var. pertusa (Klipst)*	IV (I)	3	1	„
4	„ *dubia var. trochiformis n. v.*	IV (I)	4	1	„
5	„ *dubia var. (nov. form.?)*	IV (I)	5	h	„
6	„ *dubia Mnstr. var. subglobosa nov. var.*	IV (I)	6	h	Neue Form.
7	„ *dubia Mnstr. sp. nov. var.*	IV (I)	7	1	St. Cassian.
8	*Holocoelia Toulai Steinm.*	IV (I)	8, 9, 10	h	„
9	*Thecosmilia subdichotoma Mnstr. sp.*	IV (I)	11	1	„
10	*Pentacrinus cf. tyrolensis Laube*	—	—	1	„
11	„ *propinquus Mnstr.*	—	—	1	„
12	*Cidaris cf. Admeto Mnstr.*	—	—	2	„
13	„ *venusta Mnstr.*	—	—	1	„
14	„ *(Radiolus) dorsata Braun*	IV (I)	12	1	„
15	„ *(Radiolus) cf. fustis Laube*	IV (I)	13	1	„
16	„ *(Radiolus) aff. alata Mnstr.* (Wohl eine neue Form)	IV (I)	14	1	„
17	„ *(Radiolus)*. Vielleicht *nov. spec.*	—	—	2	„
18	*Koninckina Leonhardi Wissm. var. insignis n. var.* (Vielleicht *nov. spec*)	V (II)	14	2	„
19	*Amphiclina amoena Bittn.*	V (II)	15	hh	Sella-Podmeuz. Frein (Nied.-Österr.).
20	„ *Telleri Bittn.*	V (II)	16	1	Ober-Seeland (Kärnten).
21	„ *aff. coarctata* und *scitula Bittn.*	V (II)	17	5	Niederösterreich.
22	„ *ungulina Bittn.*	V (II)	18	2	„
23	*Spiriferina gregaria (Suess) Bittn. var.*	V (II)	19	2	Bleiberger Schichten.
24	„ *cf. Myrina Bittn.*	—	—	1	Raxalpe.
25	*Retzia Bittneri n. f.* verwandt mit *R. procerrima Kl.*	V (II)	20	1	Neue Form (St. Cassian).
26	„ *Arara Laube*	V (II)	21	1	St. Cassian.
27	*Spirigera indistincta Beyr. sp.*	—	—	h	St. Cassian. NO-Alpen.
28	„ *contraplecta Bittn. var.*	V (II)	22	1	St. Cassian.
29	„ *aff. quinquecostata Mnstr. sp.*	V (II)	23	2	„

	Namen	Tafel	Figur	Anzahl	Vorkommen übereinstimmender oder verwandter Arten
30	*Spirigera aff. Wissmanni Mnstr. sp.* (Vielleicht eine neue Form)	V (II)	24	1	St. Cassian.
31	„ *cf. Wissmanni Mnstr. sp.*	—	—	h	„
32	„ *aff. Sturi (Boeckh) Bittn.*	V (II)	25	2	Bosnien.
33	*Rhynchonella tricostata (Mnstr. sp.) Bittn.*	V (II)	26	1	St. Cassian.
34	„ *cf. subacuta Mnstr. sp.*	V (II)	26 *a*	1	„
35	„ *linguliformis n. sp.*	V (II)	27	2	Neue Form.
36	„ *spec.* (Vielleicht eine neue Form)	V (II)	28	3	St. Cassian. NO-Alpen (Hallein, Hochschwab).
37	*Terebratula aff. piriformis Suess* (Vielleicht eine neue Form)	V (II)	29	1	Seelandalpe. Bakony.
38	„ *aff. debilis Bittn.*	V (II)	30	1	St. Cassian.
39	„ *cf. tenella Bittn.*	V (II)	31	1	„
40	*Waldheimia (Cruratulla) cf. Damesi Bittn. var.*	VI (III)	32, 33	3	Hallstätter Kalk. Seelandalpe. Ampezzo.
41	„ *(Aulacothyris) subangusta (Mnstr. sp.) Laube. (cf. Waldh. [Aulac.] Wähneri Bittn.)*	VI (III)	34, 35	3	St. Cassian. Bosnien.
42	*Waldheimia (Aulacothyris?) aff. Waageni Bittn.*	VI (III)	36	1	Bosnien.
43	(?) *Avicula antiqua Mnstr.*	VI (III)	37	1	—
44	„ *cf. obtusa Bittn.*	VI (III)	38	1	—
45	„ *sp. ind.*	VI (III)	39	1	—
46	„ *sp. ind.* (Wohl eine neue Form)	VI (III)	40	1	—
47	*Halobia (Daonella?) spec.* (Wohl eine neue Form)	VI (III)	41	1	—
48	„ (?) *Daonella cf. cassiana Bittn.*	VI (III)	41 *a*	—	St. Cassian.
49	*Posidonomya Wengensis Mnstr.*	—	—	7	„
50	*Aviculopecten cf. Bosniae Bittn. sp.*	VI (III)	42	1	Bosnien.
51	*Gervilleia sp.* Man vergl. *Gervilleia Bouéi Hauer sp.*	—	—	1	Bakony.
52	*Lima cancellata Bittn.*	VI (III)	43	2	Seelandalpe.
53	„ *cf. areolaris Bittn.*	VI (III)	44	1	St. Cassian.
54	„ *sp. ind.*	VI (III)	45	1	Bakony.

	Namen	Tafel	Figur	Anzahl	Vorkommen übereinstimmender oder verwandter Arten
55	*Mysidioptera similis Bittn.*	VI (III)	46 u. 47	1	(Bakony. Veszprim.)
56	„ *cf. incurvostriata* (*Gümb.*) *Wöhrm. sp.*	—	—	1	Hall. Sonnwendgebirge. **Veszprim.** Pachycardientuffe.
57	*Badiotella incerta nov. spec.*	VI (III)	48	1	Neue Art (Pachycardientuffe).
58	*Pecten* (*Aequipecten?*) *Sandbergeri Klipst.*	VI (III)	49	1	St. Cassian.
59	„ *aff. subalternans d'Orb.*	VI (III)	50	1	„
60	„ *interstriatus Mnstr.*	VI (III)	51	1	„
61	„ *Porschei nov. spec.*	VII (IV)	52	2	Neue Art.
62	„ *aff. undiferus Bittn.* (Vielleicht neue Form)	VII (IV)	53	1	Nene Art (St. Cassian).
63	„ *spec.* (Vielleicht neue Form)	VII (IV)	54	1	Bakony.
64	„ *subdemissus Mnstr.*	VII (IV)	55	2	St. Cassian. Seelandalpe.
65	*Terquemia* („*Hinnites*") *sp.*	VII (IV)	56	1	St. Cassian. Seelandalpe.
66	„ *spondylina Bittn.*	VII (IV)	57	1	St. Cassian.
67	*Plicatula nov. spec.*	VII (IV)	58	1	St. Cassian. Veszprim.
68	Unbestimmt. *Plicatula* (?), *Enantiostreon* (?) . . .	VII (IV)	59	2	St. Cassian. Bakony.
69	? *Myophoria sp.* (*aff. M. inaequicostata Klipst.* . .	VII (IV)	60	1	St. Cassian.
70	*Craspedodon cf. Hornigii Bittn.*	VII (IV)	61	1	Bakony.
71	„ (*Physocardia Wöhrm.*) *sp.* (Vielleicht eine neue Form)	VII (IV)	62	1	„
72	*Craspedodon* (*Physocardia*) *spec.*	VII (IV)	63	1	„
73	*Gonodon* (?) *spec.*	VII (IV)	64	1	—
74	Unbestimmbar. (Wohl eine neue Form)	VII (IV)	65	1	—
75	*Turritella n. sp.* (*Promathildia*)	VII (IV)	66	1	St. Cassian.
76	*Loxonema cf. grignense Kittl.* Man vergl. auch *Trypanostylus triadica Kittl*	VII (IV)	67	1	St. Cassian. Predazzo.
77	*Coelostilina Bittneri nov. spec.*	VII (IV)	68	1	Neue Art.
78	*Pseudomelania* (*Oonia*) *cf. similis Mnstr. sp.* . . .	VII (IV)	69	1	St. Cassian.
79	*Orthoceras sp. ind.* (Viell. *Orth. politum Klipst.*) .	—	—	1	„
80	*Aulacoceras* (?) *sp. ind.*	—	—	1	—
81	*Nautilus sp. ind.*	—	—	1	St. Cassian (Esino).
82	*Trachyceras Medusae Mojs.*	VII (IV)	70	1	Hall (Carditaschichten).
83	„ *cf. Aon Mnstr. sp.*	VII (IV)	71	1	St. Cassian.

Überblickt man die im Vorstehenden behandelten Fundstücke aus den Jägerhauskalken, so fällt sofort die große Mannigfaltigkeit auf und die Tatsache, daß von den 83 Formen nicht weniger als 58 nur in je einem Stücke vorliegen. Als häufige Formen sind nur gewisse Spongien von St. Cassianer Charakter, vor allem aber die Amphiclinen (*Amph. amoena Bittn.*) anzuführen. Auch zwei Spirigeraarten sind als häufig zu bezeichnen (*Spirigera indistincta Beyr.* u. *cf. Wissmanni Mnstr.*). Von den 83 Formen sind nicht weniger als 50 als Cassianer Arten oder solchen sehr nahestehend bezeichnet worden. Neun Formen kommen in etwas höheren Schichten vor (Seelandalpe bei Schluderbach, Pachycardientuffe, Bleiberger Schichten). Die übrigen 23 Formen sind teils neu (3), teils nicht sicher bestimmbar (7) oder sie erinnern an solche aus den „Veszprimer Mergeln" (Bakonyer Wald) (6), aus Bosnien (3) oder ließen keine sicher nahe verwandte Form bezeichnen (4).

Bei 12 Formen vermute ich nur, daß sie als neu sich ergeben dürften, wenn noch reichlicheres und besseres Material aufgefunden werden wird.

Der Faunencharakter hat die größte Ähnlichkeit mit jenem der Fauna von St. Cassian, also derjenigen, welche man zum Unterschiede von der Raibler Fauna als die der unteren Carditaschichten bezeichnen könnte, denen die Wengener-, Posidonomyen- und die „Aonschiefer" Niederösterreichs zuzuzählen sein dürften.

Eine Fazies wie die beim Jägerhaus vorliegende hat A. Bittner eigentlich nicht verzeichnet. Ich durfte deshalb an den höheren Horizont der Schichten von St. Cassian denken, besonders da ich vor vielen Jahren am Pordoi-Joche den Gesteinscharakter und das so häufige Vorkommen von Spongiten kennen zu lernen Gelegenheit hatte. In Niederösterreich haben aber die Äquivalente der St. Cassianer Schichten, die „Aonschiefer" Hertles oder die Wengener Schiefer nach D. Stur (Geol. d. Steiermark, pag. 232 ff.) einen anderen petrographischen Charakter.

Bei Schatzen oberhalb Weißenbach a. d. Triesting habe ich vor vielen Jahren einen auch petrographisch ganz mit dem altbekannten Brühler Vorkommen übereinstimmenden Aonschiefer unter den Lunzer Sandsteinen nachgewiesen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1886, XXXVI. Bd., pag. 699).

Es fehlt jedoch auch nicht an Kalkeinlagerungen in den Aonschiefern; freilich sind es (Bittner, Hernstein, pag. 85) „Trümmer und größere Platten eines zähen Kalkes, dessen Oberfläche von ausgewitterten Crinoidenstielgliedern und kleinen Cidaritenstacheln überdeckt ist und welcher auch zahlreiche andere Fossilien, insbesondere Bivalven führt". Neben Trachyceraten wurden (bei Ramsau, Bittner, l. c. pag. 86) auch stark konzentrisch gestreifte Posidonomyen gefunden. *Posidonomya Wengensis* neben *Halobia Lommeli* werden in dünnblätterigen Kalkschiefern angegeben.

Bittner meint (l. c. 87), daß „weiter in den Hochalpen hie und da in den dunklen Kalken der tiefen Taleinrisse das Niveau der Aonschiefer mit vertreten" zu sein scheine.

Im unteren Lunzer Sandsteine treten (Alex. Bittner, l. c. pag. 90) neben den Reingrabener Schiefern auch dunkle Kalke mit reicherer Fauna auf, welche D. Stur (Geol. d. Steiermark, pag. 244) als die Wandaukalke bezeichnete[1]).

Auch in den Hangendsandsteinen der Lunzer Schichten treten Kalkstein- und Kalkmergeleinlagerungen auf. Eine solche habe ich vor nicht langer Zeit (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1909, pag. 383) in der Hinterbrühl—Weißenbach auszubeuten Gelegenheit gehabt.

Alex. Bittner (l. c. 91) nennt die bei unserer Frage in Betracht kommenden Bildungen dieses Horizonts „die Carditaschichten mit Anklängen an die Cassianer Fauna" und an die Carditaschichten Nordtirols.

Die letzteren hat vor längerer Zeit schon Freih. S. v. Wöhrmann (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1889, pag. 181—258 m. 6 Taf.) ausführlich behandelt. Er kommt zu dem Schlusse, daß die unteren Carditaschichten zum größten Teile den St. Cassianer Schichten, die oberen aber den Torer Schichten entsprechen. v. Wöhrmann nimmt an, daß seine Cardita-Raiblerschichten von Hall zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit lagern. Dies ist zweifellos richtig, nur kommt noch dazu, daß in den östlicheren Regionen und vor allem in den Voralpen, zwischen die unteren und oberen Äquivalente der Carditaschichten, zwischen die Posidonomyen-Aonschiefer und die „Raiblerschichten" mit *Gonodon Mellingi*, *Ostrea montis caprilis* und anderen der Komplex der Lunzer Sandsteine sich einschiebt und ein Auseinanderhalten der beiden Horizonte möglich macht.

Außer den v. Wöhrmannschen Arbeiten findet man, Umschau haltend, wo im Bereiche der östlichsten Region der nördlichen Kalkzone Bildungen mit Elementen der Jägerhausfauna auftreten, vor allem in Alex. Bittners Veröffentlichungen die meisten Vergleiche.

Im Klostertale (Gutenstein SW) führte Alex. Bittner schon 1882 (Hernstein l. c. pag. 101) das Vorkommen von losen Stücken eines schwarzen Crinoidenkalkes an, „der vielleicht dem Wandaukalke Sturs entspricht". D. Stur gibt (Geol. d. Steiermark, pag. 246) daraus *Cidaris dorsata Br.* an. Auch im N von Grünbach führt Bittner (l. c. pag. 107) im Bereiche der Hohen Wand „violettgraue, gelbverwitternde Kalke" mit Cidaritenstacheln, Crinoidenstielgliedern und Korallen, in sehr gestörter Lagerung, an. Auch *Chemnitzia* oder *Loxonema*, *Modiola*, *Avicula aff. Gea d'Orb* und *Nucula* werden aus dieser Gegend genannt. Schwarze Mergelschiefer über hornsteinführenden schwarzen Kalken werden von Bittner (l. c. pag. 109), auch von Sieding angegeben, in welchen neben anderen Formen auch *Posidonomya Wengensis* und *Encrinus* auftreten.

---

[1]) Die Wandaukalke D. Sturs, nach der Wandau bei Hieflau so genannt (Geol. d. Steiermark, pag. 245, 246, 259), werden von ihm als Äquivalent der Reingrabener Schiefer als Einlagerung im unteren Lunzer Sandstein über den Wengener Schiefern aufgefaßt. Er soll neben anderen Arten enthalten: *Nautilus haloricus Mojs.*, *Ammonites floridus*, *Halobia Haueri*, *Spiriferina gregaria*, *Encrinites granulosus*, aber auch *Cassianella florida Laube.* v. Hauer bezeichnet die Wandankalke als zähe schwarze Kalke, die im höheren Niveau der Reingrabener Schiefer mit diesen und mit Sandsteinen wechsellagernd auftreten, Alex. Bittner (Trias-Lamellibranchiaten, 1889, pag. 146) als Einlagerungen in *Halobia rugosa*-Schichten, was mit v. Hauers Angaben übereinstimmt.

Vergebens aber suchte ich in Bittners Buche über Hernstein ein Vorkommen, das sich mit meinen Jägerhauskalken in direkten Vergleich bringen ließe.

Später erwähnt Bittner (Verh. 1891, pag. 321) aus dem oberen Reiflinger Kalke bei Scheibbs das Vorkommen von *Koninckina Leonhardi Wiss. sp.* neben *Halobia intermedia* und großen, für die obere Trias als bezeichnend angesehenen Exemplaren von *Waldheimia* (*Cruratula*), für welche er auch Groß-Reifling und Lunz als Fundpunkte angibt. Die Frage, ob die St. Cassianer Schichten deshalb mit dem oberen Reiflinger Kalk in Parallele zu stellen seien, ließ er offen.

Das Niveau der Cardita- und Lunzer Schichten hat Al. Bittner an der Hohen Wand (im Miesenbachtal) in mergeligen Bildungen konstatiert (Verh. 1892, pag. 74), wo er das Vorkommen von keulenförmigen und gesägten Cidaritenstacheln (*Cidaris dorsata* u. *C. Brauni*) anführt, neben Brachiopoden (auch *Spirigera* u. *Amphiclina* werden genannt).

Aus der Umgebung von Pernitz und Gutenstein führt Bittner an (Verh. 1892, pag. 270), daß im Liegenden der Lunzer Sandsteine nicht nur Gutensteiner und Reiflinger Kalke, sondern auch helle Kalke auftreten.

Koninckina Leonhardi Wissm. sp., *Spiriferina Fraasi Bittn.*, *Retzia, Rhynchonella*, *Aulacothyris* und *Discina* führt Bittner aus den Partnachschichten (oder Cassianer Schichten) bei Weyer in Oberösterreich (an der Enns) an (Verh. 1892, pag. 301). *Koninckina Leonhardi* fand er später auch in den obersten Lagen der Reiflinger Kalke bei St. Anton und Kienberg bei Scheibbs (ebend. pag. 302).

Bittner hat weiters (Verh. 1893, pag. 76) im Stiegengraben, in den untersten, brachiopodenführenden Bänken (auch bei Göstling) *Spirigera indistincta* und *Amphiclina Haberfellneri* angetroffen, ja er hat in höheren Lagen der Opponitzer Kalke ein Exemplar von *Cruratula* gesammelt, das kaum von *Cruratula Damesi* der (karnischen) Hallstätter Kalke getrennt werden kann. Auch bei Eberstein in Kärnten hat er dieses merkwürdige Fossil angetroffen.

Koninckina Leonhardi wurde übrigens auch in den von mir schon 1879 (Verh. pag. 275) aufgefundenen fossilienführenden Gesteinen im Kaltenleutgebener Liesingtale, nächst der Waldmühle, von Bittner aufgefunden (Verh. 1893, pag. 161).

Auch im Schneeberggebiete hat Al. Bittner (Verh. 1893, pag. 246) an der Basis der oberen plateaubildenden Kalkmassen des Kuhschneeberges dunkle zähe, rostig verwitternde Kalke mit Korallen, Mergelkalke, „erfüllt von großen Cidaritenkeulen“, und hellere Kalke „mit Korallen und zahlreichen Amphiclinen eines Typus, der in den westlicheren Carditaschichten sehr verbreitet ist“, angetroffen. Später (ebend. pag. 321) nennt er folgende Arten: *Amphiclina cognata Bittn.* und *Haberfellneri Bittner*, *Spirigera indistincta*, *Cyrtina Zitteli* und *Aulacothyris spec.*, Formen, die auch in den „reduzierten“ Carditaschichten des Hochschwab, aus den Mürztaler *Halobia rugosa*-Schiefern, und speziell *Amphiclina Haberfellneri* in den untersten Bänken des Opponitzer Kalkes zwischen Lunz und Göstling auftreten.

Später fand Bittner *Koninckina Leonhardi* auch bei Franken-

fels und Loich im Pielachgebiete (Verh. 1896, pag. 388). Die betreffenden Schichten spricht Bittner (ebend. pag. 394) direkt als eine Vertretung der ladinischen Gruppe in den Nordalpen an.

In der Gegend von Weyer hat Bittner die *Koninckina Leonhardi* führenden Partnachschichten weiter verfolgt, da sie jetzt auch für die nordöstlichen Kalkalpen ein Leitniveau von großer Bedeutung bilden, innerhalb des unteren Kalkkomplexes oder, wo die Wettersteinkalke fehlen, an der oberen Grenze dieses Komplexes. Auch bei Hainfeld und Lilienfeld seien sie nachgewiesen worden. (Verhandl. 1898, pag. 280 ff.; 1901, pag. 157—159.)

Die Frage, ob untere und obere „Carditaschichten" anzunehmen seien, hat mich natürlich beschäftigen müssen. Adolf Pichler hat (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1866, pag. 71—81 und Jahrb. 1875, pag. 265 ff.) bei Zirl diese Unterscheidung vorgenommen. Die unteren Carditaschichten (= St. Cassianer Schichten) nahm er über dem Virgloriakalk (= Reiflinger Kalk) und unter roten Knollenkalken mit *Halobia Lommeli* und grauen Kalken mit sogenannten Evinospongien und *Halobia* (*Daonella*) *Lommeli* an, über welchen dann die oberen Carditaschichten (= Raibler Schichten) folgen mit *Halobia rugosa*, *Cardita Gümbeli* und *crenata*, *Megalodon complanatus*, *Corbis Mellingi* etc. unter dem Hauptdolomit. In der ersten Mitteilung stellt er zwischen beide Carditastufen den „Wettersteinkalk". Die Deutung der Partnachschichten, Virgloria-, Reiflinger- und Wettersteinkalke ist bei verschiedenen Autoren eine recht verschiedene. Am nächsten liegend ist es wohl anzunehmen, daß wir es dabei mit verschiedenen Fazies eines und desselben größeren Komplexes zu tun haben, der der Hauptsache nach der ladinischen Stufe angehört und regionale Stellvertretungen gebildet haben mag, jedoch für sich in stetiger Fortentwicklung war, die sich eine Zeitlang in der einen und dann in einer etwa benachbarten Region vollzogen haben mag, also etwa so, wie es Arthabers Tabelle der Gliederung der Trias in der Lethaea geognostica II. Teil, I. Band, pag. 254, zur Darstellung gebracht hat. Eine Fortentwicklung der „Carditaschichten", eine den Partnachschichten ähnliche Fazies, bilden die unteren und oberen „Cardita"schichten, die Kalkeinlagerungen in den Lunzer Schichten mit *Gervilleia Bouéi*, die Opponitzer Kalke usf. Eine der St. Cassianer Entwicklung nahe verwandte Bildung im obersten Teil der „Wettersteinkalke", unterhalb der Reingrabener und Lunzer Schichten, dürften die Jägerhauskalke vorstellen.

v. Wöhrmann (Jahrb. 1893, pag. 746 ff.) erörterte die Frage, ob das nördliche und südliche Meer der Carditaschichten durch eine Barriere oder einen schmalen Kontinent geschieden gewesen seien. Die Fauna sei, von den verschiedenen Fazies abgesehen, eng verbunden, so „daß wir unbedingt einen regen Verkehr zwischen beiden Meeresgebieten annehmen müssen". Das kärntnerische Vorkommen zeige, ohne daß auf eine direkte Verbindung zu schließen sei, eine große Übereinstimmung mit den nördlichen, so weit entfernten Äquivalenten der Carditaschichten.

Der zentralalpine Urgebirgsrücken müsse, der mangelnden Konglomerate zur Carditazeit wegen, als damals submarin angenommen

werden. Im nördlichen Meere seien die faziellen Verhältnisse viel gleichmäßigere als im südlichen, wo vulkanische Eruptionen erfolgten. Die Sphärocodien sollen da aushelfen. (An meinem Fundorte konnte ich auch unter den mir unbestimmbar gebliebenen Materialien nichts finden, was mich an Sphärocodien denken ließ.) Bei uns sollen die Aonschiefer die Sphärocodienbänke vertreten. Die Aonschiefer scheinen mir freilich keine Littoralbildungen, sondern eher solche tieferen Meeres zu sein, die auf Schlammabsätze zurückzuführen wären, während die Sphärocodien als Algenbildungen auf seichtes Wasser schließen lassen, worauf auch die Lunzer Sandsteinfazies hindeutet, die sich zur wahren Festlandsfazies mit Kohlen entwickelt hat. Um wie viel, scheinbar, leichter machen sich die Vertreter der Schubdeckengeologenschule die Sache; die lassen die ganze zusammenhängende nördliche Kalkzone der Ostalpen irgendwo abgeschert und nach Norden geschoben sein, über die jetzt scheidende kristallinische Barriere hinweg. Da scheint mir der Wöhrmannsche Versuch für die beiden Gebiete der nördlichen und der südlichen Kalkzone eine Verbandmöglichkeit zu suchen, die kristallinische Zone sich als damals submarin vorzustellen, noch leichter begreiflich und wenn sie sogar zu der von der Deckschollenschule längst als abgetan betrachteten alten Vorstellung eines Emporsteigens, Emporgerücktwerdens der kristallinischen Zentralzone führen sollte.

Auch bei dieser Frage empfindet man den großen Schlag aufs neue, welchen die österreichische, sagen wir ältere Geologenschule, durch den frühzeitigen Hingang unseres unvergeßlichen Alexander Bittner erlitten hat. Seine kleine Abhandlung: Überschiebungserscheinungen in den Ostalpen (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1894, Nr. 14, pag. 272—276) läßt dies nur zu gut erkennen. Bittner wies nach, wie weit die Erkenntnis der Notwendigkeit, Überschiebungen auch im Bereiche der nördlichen Kalkzone in den Ostalpen anzunehmen, zurückreicht und wieviel er selbst an wichtigen Beweisen dafür erbracht hat. Freilich an Schubdeckensysteme hat er dabei kaum gedacht; für ihn waren es durchwegs Erscheinungen des Zusammenschubes innerhalb der nördlichen und ebenso in der südlichen Kalkzone, welche beide von der Zentralregion beeinflußt waren. „Der Bau der Alpen für diese Regionen sei in gewissem Sinne als ein symmetrischer zu betrachten.“ Früher (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 89 ff.) weist er darauf hin, wie die Überschiebungen verflächen.

Wie hätte sich Bittner wohl gegen die neuerlichen Anschauungen gestellt? Man kann vermuten, daß er, der sowohl im Süden wie im Norden der ostalpinen Zentralzone bahnbrechend gearbeitet hat, tiefgründige Urteile abgegeben haben dürfte und sicherlich verlangt hätte, die Reformatoren sollten zuerst alle die stratigraphischen Fragen überzeugend lösen. In manchen Fällen ist die Reformationsbewegung sogar von Männern ausgegangen, welche in den Ostalpen überhaupt nicht gearbeitet haben. Meiner Überzeugung nach ist es unerläßlich, daß gerade die stratigraphische Feststellung jeder weiter ausgreifenden tektonischen Spekulation vorausgehen müsse. So verführerisch solche Spekulationen auch sein mögen, für solche, die ihrer Phantasie einen größeren Wert zu-

schreiben als der hingebenden, ins Einzelne gehenden Feldarbeit, ja mit einer gewissen Geringschätzung auf solche blicken, die sich derselben befleißigen und gerade weil solche Spekulationen so verführerisch sind, muß immer aufs neue darauf hingewiesen werden, wie gefährlich für die geologische Wissenschaft allzu kühne „uferlose“ Spekulationen sind. Die „Schubdecken“- Hypothese wird für die Ostalpen wohl erst als diskutierbar zu betrachten sein, wenn der nichtautochthone Charakter etwa der Werfener Schiefer, Lunzer Sandsteine und der nordalpinen Gosauformation, um nur einige recht augenfällige Beispiele zu nennen, erwiesen und die Herstammung derselben überzeugend dargelegt worden sein wird. —

In den Nordtiroler und bayrischen Alpen unterschied v. Wöhrmann (1893) drei Horizonte in der unteren Abteilung der eigentlichen Carditaschichten. Dem unteren dieser Horizonte dürfte das Jägerhausvorkommen sehr ähnlich sein, und zwar von den vier Abteilungen dieses unteren Horizonts jenem, den v. Wöhrmann als die „Sphärocodienbänke“ bezeichnete. Im dritten Horizont aber ist die Fauna in den glaukonitischen Sandsteinen mit Sphärocodien vielleicht noch ähnlicher. Da in dieser Abteilung auch die *Trachyceras*-Arten: *Trachyceras Medusae* und *oenanum* vorkommen, wird man versucht, sie in Parallele zu stellen. Von Anklängen an die obere Abteilung der „Carditaschichten“ („Torer Schichten“) ist an meiner Fundstelle nicht viel gefunden worden. *Carnites floridus* wird dort als die häufigste Form bezeichnet. Davon ist beim Jägerhause keine Andeutung vorhanden. Auch von *Ostrea montis caprilis*, *Pecten filosus* etc. keine Spur.

Von den niederösterreichischen lang bekannten Horizonten könnten wohl nur die Aonschiefer in Parallele gestellt werden und möchte ich an eine Kalksteinfazies dieser Stufe denken, welche Anklänge an die Wettersteinfazies an sich trägt. Da die Wettersteinfazies durch Übergänge mit jüngeren Kalksteinhorizonten in Verbindung gebracht werden muß und gleichzeitig bestand, während anderen Ortes einerseits die Partnachfazies, anderseits die Reiflinger Kalke, in den Südalpen aber die Schlerndolomite neben den Wengener und St. Cassianer Schichten entstanden, wird man wohl kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß die Jägerhauskalke, mit den vielen Spongiten in teilweise viel kräftigerer, größerer Entwicklung der Individuen, analog wie es Fr. Wähner[1]) (s. oben) für seine Wettersteinkalke angenommen hat, nichts anderes vorstellen, als die St. Cassianer Schichten, in typischer Faunenentwicklung, mit Formen auch aus den sogenannten oberen St. Cassianer- oder der kärntnerischen Seelandalpe-Stufe. Immer aber äquivalent den oberen Horizonten von Ad.

---

[1]) Franz Wähner (Sonnwendgebirge I., 1903, pag. 78 ff.) gliedert die Trias in Werfener Schichten, Muschelkalk (Rauchwacken und dunkle Kalke), Wettersteinkalk, Carditaschichten (= Raibler Schiefer [Gümbel, v. Richthofen], = Obere Carditaschichten [Pichler]), Hauptdolomit, Rhät.

Im Wettersteinkalk finden sich „Lithodendron“-artige Korallen, die Riesenoolithe („Evinospongien“), Spongien größer als die St. Cassianer Arten, eigenartige lappenförmige Körper, deren mögliche Zugehörigkeit zu den Algen ausführlicher erörtert wird. — Die Carditaschichten des Sonnwendgebirges werden als dunkle bituminöse Kalke, graue Mergelkalke mit spärlichen marinen Fossilien und Sand-

Pichlers unteren Carditaschichten, etwa den grauen Kalken mit Evinospongien, wenn auch viele der bezeichnendsten St. Cassianer Arten fehlen, so z. B. keine Spur einer *Cardita crenata* gefunden werden konnte. Anderseits findet sich aber auch keines der bezeichnendsten Fossilien der „oberen Carditaschichten“ Pichlers wieder, mit Ausnahme des vereinzelten Vorkommens einer an *Gervilleia Bouéi* anschließenden Form. Im Brühler Profile kann man nur an eine Äquivalenz mit den dort so wenig mächtigen Wengener- (*Posidonomia Wengensis*-) und Aonschiefern denken, die offenbar der Wettersteinfazies ferner ab lagen, die aber ebenso wie beim Jägerhause an die Lunzer Sandsteine angrenzen, ja von ihnen ganz normal überlagert werden. Im Brühler Profile treten die hellen Kalke mit der Raibler Fauna (*Gonodon [„Corbis“] Mellingi*, *Ostrea montis caprilis cf.*) erst über den Lunzer Sandsteinen auf. Freilich stehen mit diesen, nicht weit ab, die, wie ich glaube, als Einlagerung in die oberen Lunzer Sandsteine auftretenden Kalke mit so überaus häufigen Stücken von *Gervilleia Bouéi* in einem gewissen Verhältnis, was als ein erwünschtes Zeugnis für die Weiterentwicklung der unteren gegen die oberen Carditaschichten angesehen werden kann.

Wie veränderlich gerade im Voralpengebiete die Ablagerungen desselben Zeitabschnittes sind, davon konnte ich mich bei einer letzten Begehung recht gut überzeugen. Mein verehrter Freund Chefgeologe G. Geyer machte mich aufmerksam auf das Vorkommen von dunklen Plattenkalken, welche er, bei einem Besuche des Hohen Lindkogels („Eisernes Tor“) passiert habe.

Man kann das Vorkommen leicht finden, wenn man von dem am westlichen Rande der Hochwiese zum Sattel führenden Wege den Hohlweg verfolgt, dessen Eingang durch einen vor demselben stehenden prächtigen Wildbirnbaum markiert wird. Man trifft in diesem Hohlwege zuerst mürbe dunkle feinsandige Schiefer, vielleicht Reingrabener Schiefer und dahinter dunkel- bis schwarzgrau gefärbte mehr oder weniger deutlich plattige Crinoidenkalke, in welchen ich an abgewitterten Flächen unter anderen den großen im vorstehenden besprochenen Cidaritenstachel mit seitlichen Flügeln und auch einen Stachel von *Cidaris alata Mnstr.* auffand, die also wohl sichere St. Cassianer Schichten vorstellen dürften, aber in der Plattenkalkausbildung, während jenseits der niederen Sattelhöhe, ober dem Jägerhause, die Kalke mehr die Ausbildung von Riffkalken oder Riffbreccienkalken besitzen, mit den erwähnten Anklängen an die Wettersteinkalkfazies. Dahinter traf ich oberhalb der Wegteilung nach Passieren des Hohlweges auf Felsriffe im Walde, welche sich aus zuckerkörnigen,

---

steine mit Resten von Landpflanzen angegeben. Von marinen Fossilien werden angeführt:

Mysidioptera (Lima) incurvostriata Gümbel
Cardita Gümbeli Pichler
Gonodon (Schafhäutlia) Mellingi Hauer und
Myophoricardium lineatum Wöhrmann. (Es sind offenbar die oberen Carditaschichten.)

Für das Vorkommen beim Jägerhause ist das von Wähner über den Wettersteinkalk Gesagte von besonderer Wichtigkeit.

hellgrau- bis weißfarbigen dolomitischen Kalken bestehend erwiesen (Wettersteindolomit?). Ich kehrte auf einem anderen Wege, gegen den Sattel zu, auf die Hochwiese zurück, wobei ich nahe dem Eingange des Touristenweges zum Hohen Lindkogel typische Lunzer Sandsteine passierte.

Zusammenfassend spreche ich schließlich meine Auffassung der Jägerhauskalke dahin aus, daß man es dabei mit Bildungen im oberen Teil des Wettersteinkalkes zu tun habe, entstanden in der Nähe von Korallen-Spongienriffen, mit der Fauna des St. Cassianer Horizonts, die durch das häufige Vorkommen der Amphiclinen einen eigenartigen, man möchte sagen nordalpinen Charakter annehmen. Dabei ist auch das Nichtvorkommen vieler der bezeichnendsten Arten der echten St. Cassianer Schichten (zum Beispiel der *Cardita crenata*) wiederholend ganz besonders zu betonen.

Die Zeichnung der Tafeln hatte der treffliche Zeichner Otto Fieß übernommen. Leider war er schon schwer krank und starb während der Arbeit, nachdem er die erste Tafel (IV [I]) fertig gestellt und die Skizze für die zweite Tafel entworfen hatte. Für die Ausführung der zweiten Tafel empfahl er kurz vor seinem Tode Herrn Franz Göbel, für die Herstellung der dritten und vierten Tafel aber Herrn Ferdinand Schober. Beide Zeichner sind ihrer Aufgabe gerecht geworden.

Aus den dadurch erwachsenen Schwierigkeiten erklärt sich auch das zweimalige Vorkommen der Figurennummer 14. Da die Wiederholung auf der zweiten Tafel eintrat, erscheint jede Verwechslung ausgeschlossen.

Beitrag zur fossilen Foraminiferenfauna von Celebes.

Von Dr. Richard J. Schubert.

Mit einer Tafel (Nr. VIII) und einer Textillustration.

I. Einleitung.

Durch Herrn Oberingenieur M. Koperberg (Utrecht) wurde ich um die mikrofaunistische Untersuchung einer Anzahl von Dünnschliffen ersucht, die von Gesteinen stammen, die von ihm selbst im nördlichen und zentralen Teile von Celebes gesammelt wurden. Ich übernahm diese Durcharbeitung um so lieber, als aus jenen Gebieten bisher kein diesbezügliches Material bekannt wurde.

Wenn auch in diesen Gesteinen mit Ausnahme der Lepidocyclinen und Miogypsinen keine stratigraphisch direkt verwendbaren Mikrofossilien vorkommen, so scheint es mir dennoch nicht gerechtfertigt, die im ostasiatischen und australischen Archipel so weitverbreiteten Globigerinen- und jüngeren Korallkalke, auch die Radiolariengesteine außer acht zu lassen, denn es werden sich auf Grund sehr zahlreicher Aufsammlungen und mikrofaunistischer Durcharbeitungen im Verein mit Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse an Ort und Stelle gewiß viele interessante Tatsachen ergeben und manche Fragen der Lösung nähergeführt werden.

Was ich diesmal fast lediglich auf Grund von Dünnschliffen bringen kann, die zum größten Teil von Herrn Koperberg selbst angefertigt wurden, ist freilich nur ein ganz bescheidener Beitrag, doch dürfte auch dieser vielleicht späteren Forschungen, sei es auf Celebes selbst, sei es in angrenzenden Gebieten, nicht unerwünscht sein.

II. Besprechung der Gesteinsproben.

Nr. 16. Ostseite des Kap Torawitan (Nordspitze von Minahassa).

Ein löcheriger rötlicher Kalk einer Korallkalkbank bis ca. 4 *m* über dem Meere. Nebst Korallen, Lithothamnien und anderen Organismenresten sind Foraminiferen vorhanden, und zwar:

Amphistegina lessonii Orb.
Orbitolites (Sorites?) sp.

Nr. 16*a* von derselben Lokalität.

Ein Korallkalk mit *Polytrema planum Carter.*

Nr. 114. Westseite der Insel Babi, Südostküste von Minahassa in der Nähe von Totok.

Ein rötlicher Kalk mit:

Lithothamnium sp.
Amphistegina lessonii Orb.
Gypsina oder *Miogypsina?*

Nr. 128. Flüßchen Besahan in der Nähe von Totok; gerolltes Stück.

Ein hellbräunlichgrauer Kalk mit zahlreichen Foraminiferen, unter denen folgende am bezeichnendsten sind:

Miogypsina irregularis Mich.
„ *sp.* (*cf. complanata Schl.*)
Lepidocyclina sp.
Amphistegina lessonii Orb.
Spirillina sp.; auch
Lithothamnium ist reichlich vorhanden.

Nr. 129. Anstehend am Bache Besahan.

Ein hellgrauer Korallkalk mit spärlichen Lepidocyclinen-(Nephrolepidinen-?) Resten, die nicht besonders gut erhalten sind.

Nr. 131. Goldgräberei am Bache Maäjang (Totok).

Umkristallisierter Korallkalk mit sehr spärlichen Foraminiferenresten, darunter *Gypsina? sp.*

Nr. 135. An einer warmen Quelle am Wege von Bohoengan nach Rota Totok, nahe der Küste.

Ein bräunlichgrauer Korallkalk mit:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina?*) *sp. sp.*
Gypsina inhaerens Schultze oder *Polytrema planum Carter*
Lithothamnium sp.

Nr. 137. Küste zirka $1^1/_2$ *km* nördlich von der Mündung des Totokflusses.

Ein bräunlichgrauer, grüngefleckter Kalk mit Lithothamnien, reichlich Küsten-, doch auch Planktonforaminiferen und Tuffbestandteilen. Von Foraminiferen fand ich:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *sp.*
Heterostegina depressa Orb.
Amphistegina sp.
Cycloclypeus sp.?
Globigerina bulloides Orb. u. a.

Nr. 140*a*. Fluß Boejat, Grenze zwischen Minahassa und der Landschaft Bolaäng-Mongondo.

Ein grauer Kalk mit massenhaften organischen Resten, unter denen Foraminiferen dominieren. In einem Dünnschliffe konnte ich folgende beobachten:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *cf. Verbeeki*
„ *cf. sumatrensis Br.*
„ *sp. sp.* nicht genügend orientierte Durchschnitte, doch durchwegs kleine Formen
Miogypsina cf. irregularis Mich.
„ *cf. complanata Schl.*
Operculina complanata Defr.
Heterostegina depressa Orb.
Cycloclypeus?
Amphistegina lessonii Orb.
Rotalia cf. schroeteriana P. u. *J.*
Polytrema planum Carter
Globigerina bulloides Orb. u. a., auch andere Kleinforaminiferen, ferner *Lithothamnium*-Fragmente.

Nr. 160. Mittlerer Teil des Flusses Ranoiapo (Minahassa).

Ein Korallkalk mit *Polytrema planum Carter*.

Nr. 185. Korallkalkfelsen am Wege von Romoön nach Pakoe (W. Minahassa).

Von Foraminiferen sah ich in den beiden Schliffen nur eine große Textularide, deren nähere Bestimmung nicht möglich ist.

Nr. 205. Leok, NW von Bwool (Landschaft Bwool).

Ein rötlicher Korallkalk mit:

Lithothamnium sp.
Gypsina globulus Rss.
Polytrema planum Carter
Amphistegina cf. lessonii Orb.
Globigerina bulloides Orb.
„ *cf. sacculifera Br.*
Sphaeroidina dehiscens Parker u. *Jones*
Pulvinulina cf. menardi und andere Planktonformen.

Nr. 222. Todjofluß ± 3 *km* aufwärts vom Orte Todjo; Gerölle.

Ein gelblicher Kalk mit Korallen und Kalkalgen (*Lithothamnium* und *Halimeda?*). Von Foraminiferen fand ich:

Amphistegina lessonii Orb.
Polytrema planum Carter.

Nr. 277.

Ein dunkelgrauer Kalk mit Eruptivbestandteilen, ohne Foraminiferen.

Nr. 312. Watoe awoe, Possogegend (Zentralcelebes).
Ein hellbräunlicher Korallkalk mit spärlichen Foraminiferen:

Sphaeroidina dehiscens P. u. J.
Globigerina bulloides Orb.
„ *cf. inflata Orb.*
Bolivina sp.
Heterostegina cf. depressa Orb.
Amphistegina lessonii Orb.

Nr. 313. Von der gleichen Lokalität wie 312.
Ein ähnliches Gestein wie das vorstehend erwähnte mit verschiedenen, nicht näher bestimmbaren Textulariden, Rotaliden etc.

Nr. 314. Tomasa am Wege nach Taliboi, Posso (Zentralcelebes).
Ein weißlicher Korallkalk mit viel Kalkalgen und Foraminiferen (Seichtwasser wie Planktonformen):

Lithothamnium sp.
Halimeda? sp.
Amphistegina lessonii Orb.
Polytrema planum Carter
Globigerina bulloides Orb.
„ *sacculifera Brady*
Orbulina universa Orb.
Sphaeroidina dehiscens? P. u. J.

Nr. 316. Kajoekoe, am Wege nach Pingoe (Possogegend).
Ein bräunlichgrauer Korallkalk mit Lithothamnien, ferner

Amphistegina lessonii Orb.
Polytrema planum Carter
Rotalia schroeteriana P. u. J.
Globigerina sp. sp.

Nr. 317. Rechtes Gehänge des Possotales ungefähr 3 *km* nördlich von Kajoekoe (Posso).
Ein hellgefleckter, stark kalkhaltiger dunkelgrüner Tuff mit spärlichen Planktonforaminiferen (Globigerinen).

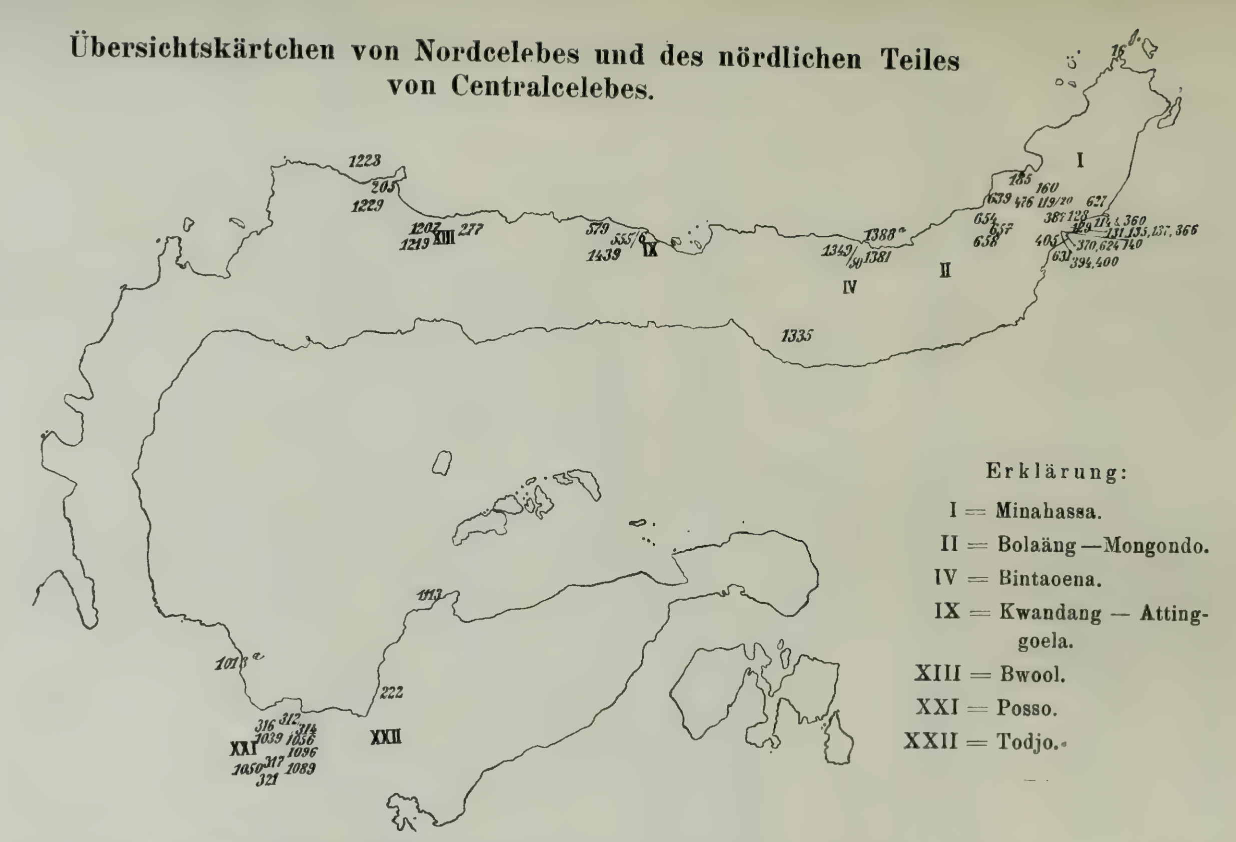
Nr. 360. Nordwestküste der Insel Babi (vgl. Nr. 114).
Ein gelblicher Kalk mit Lithothamnien und viel Foraminiferen, darunter besonders:

Miogypsina cf. irregularis Mich.
Polytrema planum Carter
Sporadotrema ? sp.
Miliolideen etc.

Nr. 366. Fluß Bohöengan (vgl. Nr. 135).
Ein bräunlichgrauer Kalk mit:

Lithothamnium sp.
Miogypsina cf. irregularis Mich.
Polytrema planum Carter
Amphisteginasp.

Übersichtskärtchen von Nordcelebes und des nördlichen Teiles von Centralcelebes.



Nach Klischierung des vorstehenden Kärtchens, welches die 55 mir zuerst mitgeteilten Lokalitäten umfaßt, erhielt ich von Herrn Koperberg noch eine Anzahl Schliffe von weiteren Fundpunkten, insbesondere von Nr. 1450 an aufwärts, die leider auf diesem Kärtchen nicht mehr vermerkt werden konnten. Die annähernde Lage ergibt sich indessen zumeist aus den Ortsbezeichnungen und bezüglich genauer topographischer Details sei auf die demnächst im Jaarboek van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië in Batavia erscheinende ausführliche geologische Arbeit Herrn Koperbergs über Nordcelebes verwiesen.

Nr. 370. Kap Lalo, nördlich der Mündung des Totokflusses (vgl. Nr. 137).

Ein bräunlichgrauer Kalk mit viel Globigerinen, doch trotzdem ein Küstensediment, nebst Lithothamnien lassen sich erkennen:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *sp. sp.*
Gypsina globulus Rss.
Polytrema planum Carter
Amphistegina cf. lessonii Orb.
Globigerina bulloides Orb.
„ *conglobata Br.*

Nr. 387. Berg Totok auf Andesit.

Ein dunkelgrauer Kalk mit Lithothamnien und schlecht erhaltenen, weil umkristallisierten Foraminiferen, unter denen immerhin erkennbar sind:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina?*) *sp.*
Miogypsina? sp.
Rotalideen sp. sp.

Nr. 394. Fluß Boejat (vgl. Nr. 140*a*).

Ein bräunlichgrauer Kalk mit siphoneen Kalkalgen (*Halimeda?*), Korallen, ohne deutbaren Foraminiferenresten.

Nr. 400 von derselben Lokalität wie 394.

Ein Korallkalk mit sehr viel Tuffbestandteilen; von Foraminiferen sind vorhanden:

Miogypsina sp.
Lepidocyclina (*Nephrolepidina?*) *sp.*
Globigerina sp. sp.
Rotalideen.

Nr. 405. Fluß Kebondian, nördlich von Kotta Boena (Landschaft Bolaäng-Mongondo).

Ein dunkelgraubrauner dichter Kalk mit Korallen, viel Tuffmaterial ohne deutbaren Foraminiferen.

Nr. 476. Ranoiapofluß unweit des Dorfes Poöpo (Minahassa) auf Andesitbreccie.

Ein graubrauner Korallkalk mit:

Lithothamnium sp.
Amphistegina cf. lessonii Orb.
Gypsina globulus Rss.
Polytrema planum Carter
Heterostegina? sp. u. a.

Nr. 555. Bett des Flusses Motidaä bei Soemalata.

Ein grüner kalkarmer Tuff mit vereinzelten Planktonforaminiferen (besonders Globigerinen).

Nr. 556. Bett des Flusses Moti-Kiki bei Soemalata.

Ein dunkelgrünlichgrauer Tuff mit spärlichen Globigerinen-? und Radiolarien ? resten.

Nr. 579. Fluß Monikoe Kiki nördlich von Soemalata ca. $1^1/_2$ *km* landeinwärts von der Küste.

Ein Korallkalk mit sehr viel Tuffbestandteilen oder vielleicht richtiger ein dunkelgrüner kalkarmer Tuff mit Korallen; von Foraminiferen fand ich bisher nur zwischen den Korallästen eine kleine *Miliola sp.*

Nr. 624. Westseite der Küsteninsel Bohoi nahe bei Totok; Entblößung von Prof. Rinne abgegraben.

Ein gelblicher Korallkalk ohne Foraminiferen (im Schliff wenigstens).

Nr. 627. Weg von Belang nach Totok.

Ein hellgrauer Korallkalk mit spärlichen Lithothamnien, Milioliden, Rotaliden und amphisteginenartigen Foraminiferen.

Nr. 631. Küsteninsel Bamboejano, gegenüber Kotaboenan (Landschaft Bolaäng-Mongondo).

Ein Korallkalk mit viel Tuffmaterial und nicht selten Planktonforaminiferen:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *aff. ferreroi Prov.*
Heterostegina cf. depressa Orb.
Cycloclypeus? sp.
Globigerina bulloides u. a.

Nr. 639. Weg von Bojong nach Ongkaoe (westliche Minahassa).

Ein Korallkalk, umkristallisiert, von Foraminiferen ist im Dünnschliff nur ein anscheinend auf eine *Truncatulina* zu beziehender Durchschnitt ersichtlich.

Nr. 654. Unterer Teil des Poigarflusses; Grenze zwischen Minahassa und Bolaäng-Mongondo.

Ein graubräunlicher Korallkalk, im Dünnschliff ist nur eine Koralle ersichtlich und keinerlei Foraminiferen.

Nr. 657. Gerölle des Poigarflusses oberhalb Nr. 654.

Ein bunter Kalk mit einer reichen Mikrofauna:

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) *tournoueri L. u. D.*
Miogypsina? sp.
Rotalia cf. annectens P. u. J. var. concinna Millett
Polytrema planum Carter
Gypsina inhaerens Sch.??
Amphistegina lessonii Orb.
Miliolideen und auch
Lithothamnium sp.

Nr. 658 von derselben Lokalität wie 657.

Ein Korallkalk ohne deutbare Foraminiferenreste.

Nr. 1013 und 1013 *a*. Heiße Quellen in der Nähe des Baches Meranda nördlich der Possogegend (Zentralcelebes).

Ein grünlicher Tuff mit ganz vereinzelten Planktonforaminiferen (Globigerinen ?).

Nr. 1039. Weg von Paloeassi und Kajoekoe (Possogegend).

Ein hellbräunlicher Korallkalk mit reichlichen Resten von Foraminiferen, unter denen zu erkennen sind:

Polytrema planum Cart.
Amphistegina lessonii Orb.
Polystomella sp.
Orbitolites sp. u. a.
auch *Lithothamnium sp.*

Nr. 1040. Weg von Kajoekoe nach Pengoa (Possogegend).

Ein rötlicher löcheriger Korallkalk mit zahlreichen Riff- wie Planktonforaminiferen:

Gypsina cf. vesicularis P. u. *J.*
Polytrema planum Cart.
Heterostegina depressa Orb.
Cycloclypeus?
Globigerina bulloides Orb. u. a.

Nr. 1050. Weg von Petaba nach Poseang Kowaä, aus der Quelle Oeë Poero (Possogegend).

Ein gelblicher Korallkalk mit:

Amphistegina cf. lessonii Orb.
Gypsina cf. vesicularis P. u. *J.*
Lithothamnium.

Nr. 1056. Weg von Watoe awoe nach Tomasa (Possogegend).

Ein dichter Kalk mit kleinen Gastropoden und spärlichen Foraminiferen, unter denen besonders die winzige *Discorbina tuberocapitata Chapman* dominiert.

Nr. 1089. Trockener Tal-Einschnitt zwischen Wawolage und Tewengkoe (östlich der Possodepression).

Ein grauer Kalk mit viel Lithothamnien und siphoneen Kalkalgen (*Halimeda*); von Foraminiferen fand ich in dem Dünnschliff außer Durchschnitten von *Amphistegina lessonii Orb.* nur schwer deutbare Reste anderer kleiner Formen.

Nr. 1096. Gipfel des Kalkhügels Lebano rechts vom Possofluß.

Ein gelblicher Korallkalk mit zahlreichen Durchschnitten von kleinen Organismen, darunter auch Foraminiferen, die jedoch nicht sicher deutbar sind.

Nr. 1113. Kleine Bai zwischen Ampana und Kap Api (Landschaft Todjo).

Ein gelblicher dunkelgefleckter dichter Kalk mit vereinzelten Globigerinen, auch anderen schwer deutbaren Foraminiferenfragmenten, zum Teil vielleicht ein Korallkalk (?); an der Oberfläche eines Gesteinsstückchens beobachtete ich *Amphistegina lessonii Orb.*

Nr. 1119. Ranoiapofluß etwas unterhalb der Mündung des Nebenflusses Intjit.

Ein rötlicher Korallkalk mit Gastropoden und von Foraminiferen:

Polytrema planum Cart.
Alveolina (*Alveolinella?*) *sp.*
Milioliden.

Nr. 1119*a*, unweit 1119.

Ein hellbräunlicher Kalk mit schlecht erhaltenen Milioliden, Alveolinen, Orbitoliten und Textulariden.

Nr. 1119*b*. Unweit von 1119, ca. 1 *km* oberhalb der Intjitmündung.

Wie 1119, bräunlichgrau, vereinzelt überdies fragliche Lepidocyclinenreste, auch Globigerinen.

Nr. 1120. Am Intjitflusse, unweit der Mündung.

Ein weißlichgrauer Korallkalk mit *Polytrema planum Cart.*, Orbitolitiden (Sorites?) und anderen Foraminiferenresten.

Nr. 1206. Gebirgsbach Taloehoemopatoe (Bwool).

Ein grünlicher Tuff mit wohl auf Radiolarien zurückführbaren kugeligen Fossilresten.

Nr. 1207. Fluß Taloehoemopatoe, linker Nebenfluß des Moelat (Landschaft Bwool).

Einer der beiden Dünnschliffe zeigt ein weißgeädertes rotes, wohl nur als Radiolarit deutbares Gestein, da die darin ersichtlichen kleinen weißlichen Kügelchen schlecht erhaltene Radiolarienreste sein dürften. Am Rande dieses Schliffes sind auch kleine Partien eines hellen Globigerinenkalkes ersichtlich, dessen kleine Globigerinen indessen gleichfalls nicht spezifisch bestimmbar sind.

Ein zweiter Dünnschliff zeigt ein von einer roten Kruste überzogenes grünliches dunkles Eruptivgestein (Diabas?); doch sind in dieser roten Kruste keine deutbaren Fossileinschlüsse vorhanden.

Nr. 1219. Fluß Boekal, Landschaft Bwool (ca. 2 *km* von Nr. 1207 entfernt). Taf. VIII, Fig. 6.

Ein roter schiefriger Globigerinenkalk. Im Dünnschliff zeigt es sich jedoch, daß dieser Globigerinenkalk ursprünglich hell, weißlich war und es an einzelnen Partien auch noch ist; er ist jedoch äußerst stark und fein zerklüftet und an den Rissen durch eine (eisenhaltige) rote Lösung derart imprägniert, daß eine intensiv rote Gesamtfärbung des Gesteines resultiert.

Von den Globigerinen sind namentlich die größeren Formen fast durchwegs verquetscht, so daß eine artliche Bestimmung fast unmöglich wird. Immerhin ist es bemerkenswert, daß die Pulvinulinen, Pullenien, Sphäroidinen und andere für die jüngeren plio-pleistocänen Globigerinenfaunen bezeichnenden Gattungen anscheinend gänzlich fehlen; ich halte diese Probe wie 1207 für älter als die übrigen von mir bisher aus Celebes untersuchten Gesteine, vermutlich mesozoisch, ohne jedoch derzeit nähere Anhaltspunkte für eine nähere Altersbestimmung zu haben.

Nr. 1223. Nordküste der Landschaft Bwool, westlich von Boesak, am Kap Lotoenoh.

Ein rostfarbener Kalk mit sehr viel kleinen Foraminiferen. Es überwiegen in einem Dünnschliffe Planktonformen, und zwar:

Globigerina bulloides Orb.
Pulvinulina menardii Orb.
„ *tumida Br.*
„ *micheliniana Orb?*

so daß man an ein Tiefensediment denken könnte, obwohl auch in diesem Schliffe Polystomellen, Amphisteginen und andere Seichtwasserformen vereinzelt vorkommen, da diese ja in beträchtliche Tiefen hinabsteigen.

Ein zweiter Dünnschliff läßt jedoch neben den genannten Planktonforaminiferen auch Seichtwasserforaminiferen, Lithothamnien, Mollusken- und Echinodermenreste in solcher Anzahl erkennen, daß es klar ist, daß es sich bei dem Gesteine, von dem die Schliffe stammen, lediglich um relativ junge (plio-pleistocäne) Riffbildungen handeln kann.

Nr. 1229. Gebirgspfad von Boesak nach dem Schurf-Kamp Ober-Boesak; konkretionär im Sandstein (Bwool).

Sandstein mit Tuffbestandteilen und vereinzelten größeren Foraminiferen (im Schliff eine Cristellaridee?).

Nr. 1247. Felsenkap NW-Ecke der Bucht von Paleleh (Bwool).

Ein foraminiferenfreier oder daran sehr armer Tuff.

Nr. 1303. Fluß Dapi (Pagoeat), Blöcke.

Ein grünlicher Tuff mit nur schwer deutbaren Fossilresten.

Nr. 1335. Linkes Nebenflüßchen des mittleren Boesakflusses, O. von Gorontalo.

Ein hellgrüner Globigerinenkalk mit viel Schlammgrundmasse und verhältnismäßig spärlichen Foraminiferen, unter denen sich auch viele Jugendformen befinden. Die in Nr. 1223 erwähnten Pulvinulinen fehlen, die Globigerinen sind infolge ungünstigen Erhaltungszustandes nicht genau bestimmbar. Ich halte diesen Globigerinenkalk ähnlich wie 1219 für möglicherweise mesozoisch.

Nr. 1349. Hügel Boemboenga am Wege von Sangkoep (Nordküste) nach Bintoena; Grenzgegend der Landschaft Bintaoena und Bolaäng-Mongondo.

Ein Tuff mit spärlichen Globigerinen (*Gl. bulloides* u. a.), Rotalideen und vereinzelten *Lithothamnium*-Fetzen.

Nr. 1350. Am Dorfe Sendana; „ein kalkführendes Konglomerat".

Im Dünnschliffe ist nur eine Koralle ersichtlich.

Nr. 1381. Bett des Flüßchens Molobai, östlich der Gegend von Nr. 1349 und 1350.

Ein hellgrauer oder grünlichgrauer Tuff mit vereinzelten Planktonforaminiferen (*Globigerina bulloides Orb.* u. a.).

Nr. 1388 *a*. Küste in der Nähe von Santombolan, westl. Teil der Landschaft Bolaäng-Mongondo.

Ein grauer Kalk, der nebst Lithothamnienfetzen, Resten von Echinodermen und spärlich auch von Mollusken sehr viel Foraminiferen enthält. In zwei Schliffen beobachtete ich folgende:

Lepidocyclina cf. sumatrensis Br. und andere Arten, die aber meist nicht genügend orientiert sind, um spezifische Bestimmungen zu ermöglichen; es sind durchwegs kleine Formen, die ich beobachtete
Miogypsina complanata Schlumb.
„ *cf. irregularis Mich.*
Heterostegina depressa Orb.
Cycloclypeus?
Operculina complanata Defr.
Amphistegina lessonii Orb.
Gypsina globulus Reuss
„ *cf. vesicularis P. u. J.*
Globigerina bulloides Orb. u. a.

Außerdem sind noch zahlreiche andere kleine Foraminiferenformen vertreten, die indessen auf Grund der vorliegenden Schliffe nicht näher bestimmbar sind.

Nr. 1433. Fluß Hatibi (Nebenfluß des Nantoe).

Ein grünlichgrauer Kalk mit Tuffbestandteilen und zahlreichen, doch durchwegs schlechterhaltenen, wohl auf Globigerinen zu beziehenden Foraminiferen.

Nr. 1450. Weg Molomboelahe—Tilamoeta vorbei des Flüßchens Aini (Pagoejama).

Anscheinend grünliche Tuffbrocken in einer an kleinen wenig markanten Globigerinen reichen hellgrauen Grundmasse.

Nr. 1496. Paleleh; Flüßchen Talave (Bwool).

Kleine Fetzen eines bräunlichgrünlichen globigerinenführenden Tuffes.

Nr. 1517. Bwoolfluß, etwa $1/_2$ *km* abw. von Poetanga.

Ein bräunlichgrauer tuffhaltiger Kalk mit sehr viel Globigerinen, aber auch *Lithothamnium*-Fetzen.

Nr. 1581. Küstenfelsen bei Bolano (Maoeton).

Rotes Radiolaritgestein; die Fossilien sind aber schlecht erhalten.

Nr. 1581 *a* (von derselben Örtlichkeit).

Roter Kalk (?) mit fraglichen Globigerinen und spärlichen schlechterhaltenen Radiolarien.

Nr. 1581 *b* (von derselben Örtlichkeit).

Roter Globigerinenkalk mit nicht näher bestimmbaren Globigerinen, auch spärlichen Radiolarien.

Nr. 1583. Kap Santigi; Kontakt mit Diabas-Porphyrit, westl. von 1581 (Maoeton).

Ein rotes und braunes Tuffgestein (?) mit sehr spärlichen radiolarienartigen Resten, auch Globigerinen?

Nr. 1595. Olionoehe (Pagoeat).

Ein grobkörniger grünlicher Tuff mit ganz vereinzelten Foraminiferenresten (Rotalideen).

Nr. 1713. Fluß Toengoi-Mopoesi (Bolaäng-Mongondo).

Ein grünlichgrauer Tuff mit großen Globigerinen (*Gl. bulloides Orb.*, *conglobata Br.* u. a.)

Nr. 1728. Fl. Togot; am Wege von Tolok nach Bolaäng Oeki (Bolaäng-Mongondo).

Ein grauer und bräunlicher tuffhaltiger Kalk; der einzige vorliegende Dünnschliff ist nur an den Rändern dünn genug und läßt hier kleine Globigerinen (*Gl. aff. cretacea*) und Pseudotextularien erkennen.

Nr. 1746 samt *a*, *c*, *d*, *e*, *f*. Todjofluß, „ein Komplex von dichten Schichten mit Konglomeratschichten; es könnten also verschiedene Stufen vertreten sein".

Nr. 1746 *a*. Konglomerat? mit Radiolaritgeröllen und Brocken von 1746 *d*.

Nr. 1746 *c*. Ein heller Kalk, dessen Dünnschliff nur an den Rändern dünn genug ist, wo *Globigerina aff. cretacea Orb.* und andere kleine Formen ersichtlich sind.

Nr. 1746*d*. Ein hellgrauer eigenartiger, zum Teil oolithähnlicher Kalk, von Foraminiferen sind nur vereinzelte Milioliden? im Schliffe sichtbar.

Nr. 1746*e*. Dickschliff durch einen hellgrauen Radiolarit.

Nr. 1746*f*. Ein brauner Radiolarit.

Nr. 1747*a*. Todjofluß; Gerölle.

Ein grünlicher, großer Tuff mit Korallresten, ohne deutbare Foraminiferen.

Nr. 1747*b* wie 1747*a*.

Ein bräunlicher Tuff mit vereinzelten Globigerinen in den feinkörnigen Partien.

Nr. 1748. Gerölle aus dem Todjoflusse.

Nr. 1748*a*. Ein grober grünlicher Tuff mit Korallresten, Kalkalgen (*Halimeda*); auch *Amphistegina lessonii Orb.*

Nr. 1748*e*. Ein bräunlicher Kalk mit Lithothamnien und Korallen; von Foraminiferen fand ich:

Amphistegina lessonii Orb.
Rotalia schroeteriana P. u. J.
Globigerina bulloides var. triloba Rss. u. a.

Nr. 1748*g*. Ein Korallkalk mit Tuffbestandteilen, Gastropoden, Lithothamnien und *Amphistegina lessonii Orb.*

Nr. 1748*h*. Ein bräunl. Kalk mit Tuffbestandteilen und Lithothamnien; von Foraminiferen mit

Gypsina sp.
Lepidocyclina??
Amphistegina lessonii Orb.
Rotalia cf. schroeteriana P. u. J.
Miliolideen
Bolivina sp.
Globigerina bulloides Orb.
" *sacculifera Br.*
" *cf. inflata Orb.*

Nr. 1753. Flüßchen Dendereï, Zweig des Bongka-Flusses (Todjo).

Ein bräunlicher Korallkalk mit *Amphistegina lessonii Orb.*, Pulvinulinen? *Operculina?*

Nr. 1756. Linkes Ufer des Bongkaflusses (Todjo).

Ein bräunlicher Kalk mit Lithothamnien und anderen Kalkalgen und zahlreichen Foraminiferen:

Amphistegina lessonii Orb.
Biloculina sp.
Spirillina sp.

Globigerina bulloides Orb. u. a. Arten
Sphaeroidina cf. dehiscens P. u. J.
Pulvinulina menardii Orb.
Pullenia cf. obliqueloculata P. u. P.

Trotz des reichlichen Vorhandenseins planktonischer Formen liegt aber ähnlich wie in Probe 1223 ein Küstensediment vor.

Nr. 1772. Fluß Doemoga; W-Teil von Bolaäng-Mongondo.
Tuff mit miliolidenartigen Fossilresten.

Nr. 1777. Fl. Mongondo, N-Teil von Bolaäng-Mongondo.
Ein grauer Korallkalk mit Spirillinen, Globigerinen, Amphisteginen und *Spiroclypeus?*

Nr. 1779 wie 1777 aus einem Konglomerat.
Ein gelblicher Korallkalk; in dem nicht dünn genug angefertigten Dünnschliff sind von Foraminiferen zu bemerken:

Polytrema planum Carter
Gypsina globulus Reuss
Miogypsina? sp., auch Rotalideen, Textularien und Globigerinen.

Nr. 1788. Fl. Mongondo, weit aufwärts im Innern von Bolaäng-Mongondo.
Ein grober grünlicher Tuff; in dem einzigen Dünnschliff ist nur ein gequetschter, nicht recht deutbarer Fossilrest ersichtlich.

Nr. 1807. Weg Kebido—Tolok, nahe bei Tolok (Bolaäng-Mongondo).
Ein rotes Radiolariengestein, doch nicht dünn genug geschliffen.

Nr. 1830 16. Aus einem Konglomerat im Fl. Noenoeka bei Negeri lama (östl. Teil von Gorontalo).
Mit radiolarienartigen Resten.

Nr. 1857. Fl. Batoe Sape; SO von Bintaoena.
Ein bräunlicher Korallkalk mit:

Amphistegina lessonii Orb.
Miogypsina cf. burdigalensis Gümb.
„ *complanata Schl.*
Lepidocyclina sp. Fragmente.
Gypsina vesicularis P. u. J.
Textularia sp.
Lithothamnium sp.

Nr. 1860. Fluß Denga, Weg Hoentoek—Bintaoena.
Ein braungrauer Kalk mit Tuffbestandteilen und viel Foraminiferen, darunter:

Miogypsina burdigalensis Gümb.
Operculina complanata Defr.
Orbiculina?

Nr. 1869. Kap Toengkoep bei Domisil (westl. Teil von Bolaäng-Mongondo).

Globigerinenkalk mit viel Tuffbestandteilen; am häufigsten sind:

Globigerina bulloides Orb.
„ *sacculifera Br.*
„ *inflata Orb.*
„ *conglobata Br.*
Auch Rotalideen u a. Formen, *Lithothamnium*
Vereinzelt auch Fragmente von *Lepidocyclina.*

Nr. 1870. Soemalatafluß ± 7—8 *km* landeinwärts, Block.
Ein grauer Tuff ohne deutbare Foraminiferen.

Nr. 1885. Kap Lai (Bolaäng-Itang).
Ein grünes Tuffgestein mit Radiolarien.

Nr. 1889. Küsteninsel Liwoetoe (Bolaäng-Itang).

Ein rötlicher und grüner Radiolarit, wobei Radiolarien besonders in den grüngefärbten Gesteinspartien häufig sind.

Nr. 1890*a*. Küsteninsel Liwoetoe.
Ein ähnliches Gestein wie das unter Nr. 1885 erwähnte.

Nr. 1911. Fluß Boenggili, Zweig des Flusses Andagileh, Grenzgegend von Bolaäng-Itong und Attingola.

Ein grünlicher Tuff mit viel in Streifen angeordneten Magnetitkörnchen, in dem ich aber keine sicheren Organismenreste fand.

Nr. 1912. Dieselbe Lokalität wie 1911.

Ein grünliches, z. T. sehr fein-, z. T. grobkörnigeres Tuffgestein mit sehr spärlichen Globigerinen (*Gl. cf. conglobata Br.*).

Nr. 1924. Fluß Andagileh (Attingola).

Ein hellgrauer Globigerinenkalk mit Tuffbestandteilen und spärlichen kleinen Globigerinen (*Gl. aff. cretacea Orb.*).

Nr. 1928. Küstenfelsen zwischen Doelango niki und Kap Doelang (Kaidipang).

Ein grünes Tuffgestein mit radiolarienartigen Fossilresten.

Nr. 2 *H* (vom 2. XII. 1903).
Ein rotes Radiolariengestein.

III. Geologische Ergebnisse.

Auf Grund der im Vorstehenden mitgeteilten faunistischen Verhältnisse lassen sich im untersuchten Gebiete folgende Gesteinstypen unterscheiden:

I. Alte Korallkalke und Küstenabsätze überhaupt mit spärlichen kleinen Lepidocyclinen (Nephrolepidinen) und Miogypsinen, oder diesen letzteren allein, auch mit anderen Küstenformen, wie Amphisteginen, Heterosteginen (auch *Cycloclypeus*), Gypsinen; doch ist in manchen dieser Gesteine auch ein nicht unerheblicher Prozentsatz von Planktonforaminiferen (besonders Globigerinen) vorhanden, wie dies bei Riffbildungen ja nicht befremden kann.

Das Alter dieser Kalke kann nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen wohl sicher als älteres Miocän oder Burdigalien aufgefaßt werden.

Die zu dieser Abteilung gehörigen Gesteine sind folgende: 114?, 128, 129, 131?, 135, 137, 140*a*, 360, 366, 370, 387, 400, 631, 657, 1119?, 1119*b*?, 1120?, 1388*a*, 1748*h*?, 1777?, 1779?, 1857, 1860, 1869.

II. Eine größere Anzahl anderer Korallkalke unterscheiden sich von den bisher besprochenen dadurch, daß Orbitoiden oder ältere Foraminiferentypen ganz fehlen und lediglich wenig bezeichnende kleine Foraminiferen in den Dünnschliffen ersichtlich sind. Unter Berücksichtigung auch des Gesteinscharakters und Vorkommens dürften diese jüngeren Korallkalke am ehesten als Quartär zu deuten sein, wobei freilich erst geologische Detailbeobachtungen weitere Unterscheidungen und präzisere Altersdeutungen ermöglichen können.

Es sind dies die Gesteine: 16, 16*a*, 160?, 185, 205?, 222, 312, 313, 314, 316, 579, 639?, 654?, 1039, 1040, 1050, 1056, 1089, 1096, 1113, 1747*a*?, 1748*g*, 1753.

III. Weit geringer ist die Zahl der Globigerinenkalke, von denen die unter Nr. 1219, 1335, 1581*b*, 1728, 1924 besprochenen Gesteine ausgesprochene Tiefseebildungen darstellen. Ihr Alter ist mangels bezeichnender Formen wie auch infolge nicht besonders günstigen Erhaltungszustandes nicht sicher bestimmbar. Pliocän oder Quartär scheinen sie nicht zu sein, da die in diesen jungen Tiefseesedimenten fast stets vorhandenen Pulvinulinen (der *menardii*-Gruppe), Sphaeroidinen und Pullenien völlig zu fehlen scheinen. Das oberkretazische Plankton unterscheidet sich nach meinen Erfahrungen auf Timor durch Dominieren von *Globigerina cretacea* und *linnaeana* sowie von Pseudotextularien ebenso wie in Europa von sonstigen Planktonfaunen. Das Alttertiär scheint im ganzen Archipel, soweit es in mariner Entwicklung bekannt, lediglich in Küstenfazies entwickelt zu sein und so möchte ich für diese beiden Globigerinenkalkgesteine die Vermutung aussprechen, daß sie präkretazisch (vielleicht auch kretazisch) und somit die ältesten der von mir aus Nord- und Zentralcelebes untersuchten Gesteine sein dürften.

IV. In Verbindung mit diesen alten Globigerinenkalken treten meist auch Radiolarite oder an Radiolarien mehr oder weniger reiche

Tuffgesteine auf, so mit dem Globigerinenkalk 1219 die Radiolariengesteine Nr. 1206 und 1207, mit Nr. 1728—Nr. 1807, mit Nr. 1581 *b*—Nr. 1581, 1581 *a*, 1583, mit Nr. 1924—Nr. 1928. Wenn nun auch der Erhaltungszustand wie der stratigrapische Wert dieser Radiolarien gar viel zu wünschen übrig lassen, so glaube ich doch, daß in diesen Globigerinen- und Radiolariengesteinen altmesozoische, und zwar vermutlich jurassische von altneogen und jungen Riffbildungen umsäumte Inseln vorliegen.

Außerdem dürften hier auch die Gesteine Nr. 1830 16 und 1885, 1889 *a*, 1890 auch 2 *H* gehören.

V. Ein Globigerinenkalk (nämlich der von Nr. 1223) enthält nebst weniger bezeichnenden Globigerinen und anderen Foraminiferen häufig *Pulvinulina menardii-tumida*, die, wenn sie auch namentlich in den flacheren Formen seit der Kreideformation zitiert werden, doch einen größeren Anteil an der Planktonfauna erst vom jüngsten Tertiär bis in die Gegenwart nehmen. Das Alter dieses Gesteines wie auch das von 1756 kann nur pliocän oder diluvial sein, aber wie manche aus diesem „Globigerinenkalk" angefertigten Schliffe zeigen, handelt es sich hier nicht um ein Tiefseesediment, sondern in Korallriffen zusammengeschwemmte Planktonformen.

VI. Ein faziell diesen ähnliches, doch infolge spärlicher Lepidocyclinenreste wohl altmiocänes Gestein dürfte der Globigerinenkalk Nr. 1869 darstellen.

VII. Analog wie mit V verhält es sich mit dem Gestein des Dünnschliffes Nr. 1056. Dies ist ein hellbräunlicher dichter Kalk, in dem außer kleinen Gastropoden besonders eine sehr kleine zu *Discorbina tuberocapitata Chapm.* gehörige Foraminifere in mehreren Exemplaren vorhanden ist. In einem Vermerke des Herrn Obering. Koperberg ist das Gestein als junger Korallkalk? bezeichnet und in der Tat dürfte es sich trotz des Fehlens jeglicher Korallen und Riff-Foraminiferen um die Ausfüllungsmasse eines alt(?)quartären Korallriffes handeln.

VIII. In einigen Stücken liegen schließlich noch Tuffe mit spärlichen Planktonforaminiferen, besonders Globigerinen, vor. Küstenforaminiferen fehlen, doch ist dadurch noch kein Beweis für den Absatz dieser Tuffe in bedeutenden Tiefen geliefert. In vereinzelten (zum Beispiel Nr. 1349) sind überdies Lithothamnienfetzen und Rotaliden vorhanden, die direkt auf einen Absatz im Seichtwasser hinweisen.

Außerdem stimmt das Verbreitungsgebiet dieser offenbar geologisch jungen (altquartären?) Tuffe mit dem der quartären Riffbildungen überein, nämlich Nr. 317, 1013 und 1013 *a* in der Possogegend, 1748 und 1747 am Todjo und die übrigen meist im Zuge der Nordküste von Celebes. Der Possogegend gehört auch Nr. 1056 an, von der Nordküste stammt Nr. 1223.

IX. Gleichfalls zu den jungen Gesteinen möchte ich jene vom Todjofluß Nr. 1746 rechnen, obwohl die mir von jener Lokalität vorliegenden Dünnschliffe zum Teil Radiolarien- und ältere Globigerinengesteine erkennen lassen. Denn diese älteren Gesteine sind zum Teil

nur in Form von Brocken im Tuff enthalten. Doch dürften auch in der Todjogegend mesozoische Globigerinen- und Radiolariengesteine anstehen.

Was die Verbreitung der altmiocänen Kalke mit Lepidocyclinen und Miogypsinen betrifft, so ist dieselbe fast ganz auf die Landschaft Minahassa, und zwar auf die nähere und weitere Umgebung von Totok beschränkt, weshalb sie auch von Herrn Koperberg Totokkalke genannt wurden. Nur Nr. 1388*a* und 1869 liegen weit abseits davon an der Nordküste, sie sind aber durch die recht bezeichnende Fauna (besonders von 1388*a*) als hierhergehörig gekennzeichnet. Südlich von diesen beiden Örtlichkeiten liegen Nr. 1860 und 1857, zwischen diesen und denjenigen der weiteren Umgebung von Totok die beiden allerdings fraglichen von 1777 und 1779, welche den Zusammenhang herstellen würden.

Verhältnismäßig nur wenige Schliffe boten keine Mikroorganismen und von diesen möchte ich nach der Lage die Kalke Nr. 394, 405, 624, 627, 658 zu den älteren, die von Nr. 277 und 476 zu den jüngeren Korallkalken rechnen. Einige ganz wenige isolierte Vorkommen ließen mir bisher auch nicht einmal eine Vermutung begründet erscheinen.

Durch diesen Nachweis der jungtertiären und quartären Foraminiferengesteine werden unsere diesbezüglichen Kenntnisse von Celebes nicht unerheblich erweitert, denn bisher waren, abgesehen von den A. Frenzelschen Angaben über Gesteine mit vermutlichen Nummuliten aus Südcelebes[1]) (1880/81), lediglich ältere Gesteine bekannt.

H. Douvillé besprach 1905 (Bull. Soc. Geol. 1905, pag. 449) Nummuliten- und Orthophragminenkalke von Pic Van Maros, die er für mittleres oder oberes Lutetien deutet und helle Kalke mit großen Lepidocyclinen (*L. formosa*) und *Heterostegina margaritata*, die als unteres oder mittleres Aquitanien angesprochen werden.

Später (1908 in der Riv. Ital. Pal., pag. 28 u. ff.) beschrieb G. Osimo eine Anzahl von Nummuliten (*N. venosa*, *sub. Beaumonti*, *Guettardi*, *Heeri*, *elegans*) und kleinen Lepidocyclinen (*L. Tournoueri* und *Provalei*) und anderen Foraminiferen von der Ostküste von Celebes (am Eingange der Bai von Palos).

Sie deutete die von ihr untersuchten Fossilien als aus dem Bartonien stammend, doch dürften ihre Annahmen durch spätere Untersuchungen vielleicht insofern modifiziert werden, als es sich herausstellen dürfte, daß entweder eocäne und jüngere Foraminiferen beim Sammeln vermengt wurden oder in oligocänen (miocänen?) Mergeln Reste älterer Ablagerungen eingeschlossen sind. Für die letztere Vermutung würde der schlechte Erhaltungszustand einiger Nummuliten sprechen.

Auf Grund dieser und der vorstehenden paläontologischen Daten ergibt sich für die geologische Geschichte von Celebes das Bestehen von weiten Meeresflächen im Mesozoikum, marinen Seichtwasserseen

[1]) Tschermaks Min. u. petr. Mitteil. III, 1880/81, pag. 289—300.

im Mittel-, Obereocän und einem Teile des Oligocäns, ferner im Altmiocän (Aquitanien und Burdigalien), Riffbildungen auch im (Jungpliocän?) und Altquartär, dagegen ist wenigstens bisher nicht wie südlich davon eine jungtertiäre Tiefsee nachweisbar.

IV. Paläontologische Bemerkungen.

Da mir keine isolierbaren Foraminiferen, sondern nur feste Gesteine vorlagen, bot sich verhältnismäßig wenig Gelegenheit, paläontologische Beobachtungen zu machen und ich beschränke mich daher darauf, über die folgenden Formen Bemerkungen anzufügen.

Lepidocyclina.

Da, wie mir mitgeteilt wurde, Herr Prof. H. Douvillé die Beschreibung dieser Gattung übernahm, kann ich von einer näheren Besprechung der in den untersuchten Gesteinen gefundenen Lepidocyclinen absehen. Ich kann dies um so eher ohne Bedauern tun, als die Durchschnitte von Lepidocyclinen in den von mir durchsuchten Dünnschliffen meist zu schlecht getroffen sind, um sichere Bestimmungen vornehmen zu können. Es sind durchwegs kleine Formen, die sich auf die Untergattung *Nephrolepidina Douv.* beziehen ließen, wenn sich eine solche Unterteilung der Gattung *Lepidocyclina* überhaupt als durchwegs begründet ergeben sollte.

Die ganz oder nahezu median getroffenen Schnitte ergaben das Vorhandensein von Formen aus der Verwandtschaft der *Lepidocyclina verbeeki*, *sumatrensis*, *tournoueri*, außerdem sind aber, wie verschiedene Durchschnitte erkennen lassen, noch andere Formen vorhanden. In Nr. 631 kommt zum Beispiel eine kleine Form mit auffallend großen seitlichen randlichen Pfeilern vor, welche der von J. Provale[1]) von Borneo beschriebenen *L. Ferreroi* sehr nahe steht, wenn nicht damit identisch ist.

Große Formen konnte ich jedoch keine beobachten.

Miogypsina.

Reichlicher als Lepidocyclinen sind in manchen Dünnschliffen durch die älteren (Korall)kalke Orbitoiden mit exzentrisch gelegenen Anfangskammern ersichtlich, die infolgedessen auf diese Gattung zu beziehen sind. Medianschnitte, welche die spatelförmigen Kammern erkennen lassen, sind weit seltener und unvollständiger als die übrigens in gewisser Hinsicht bezeichnenderen Querschnitte; leider sind diese meist nicht durch die Anfangskammern geführt, so daß eine sichere Bestimmung dadurch nicht möglich wird. Immerhin läßt sich das Vorhandensein sowohl von *M. irregularis* wie auch von *M. complanata* erkennen, von denen die erstere ja bereits von früheren Autoren

---

[1]) Riv. Ital. di Pal. 1909, Catania, pag. 8, Taf. II, Fig. 7—13.

in altmiocänen (angeblich auch älteren) Gesteinen des indisch-australischen Archipels gefunden wurden. Das Vorkommen von *M. complanata* ist in jenen Gebieten weit seltener (oder überhaupt noch nicht sicher?) beobachtet worden. Daß auch diese Art dennoch vorhanden ist, zeigt die von mir Taf. VIII, Fig. 5 mitgeteilte Abbildung.

Von L. Rutten wurden vor kurzem[1]) zahlreiche Miogypsinen von Ostborneo beschrieben, die von ihm *Miogypsina thecideaeformis, polymorpha* und *bifida* genannt wurden. Sie gehören in die Verwandtschaft der *M. irregularis* und sind durch zum Teil nur geringfügige Unterschiede voneinander getrennt. Leider ist der einzige mediane Vertikalschnitt (Taf. XII, Fig. 8 in der Arbeit von 1912) von *M. polymorpha* nicht deutlich genug reproduziert und von den beiden anderen Formen fehlen Vertikalschnitte. Daher ist ein Vergleich der von mir nur in Vertikalschnitten beobachteten Miogypsinen von Nordcelebes mit den erwähnten Ruttenschen Miogypsinen von Ostborneo derzeit nicht gut möglich, doch dürften analoge Typen auch in Celebes vorhanden sein.

Polytrema planum Carter.

Taf. VIII, Fig. 1.

1876. Carter, Ann. and Mag. Nat. Hist. s. 4, v. 17, pag. 211, Taf. XIII, Fig. 18, 19.
1900. F. Chapman, Journ. Linn. Soc. Zool. vol. 28, pag. 17, Taf. II, Fig. 3 (als *Polytr. miniaceum var. involva*).
1901. — ibidem vol. 28, pag. 201, Taf. XX, Fig. 6, 7.
1902. — ibidem vol. 28, pag. 396, Taf. XXXV, Fig. 2, 4.
1911. R. Schubert, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. v. 20, Heft 4, pag. 115, Taf. III, Fig. 3 (als *Gypsina inhaerens*).

Ich habe schon gelegentlich der Bearbeitung der fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels die von mir als *Gypsina inhaerens* bezeichneten Formen nur nach langem Bedenken mit diesem Namen bezeichnet und l. c. pag. 115 hervorgehoben, daß die Struktur auffallend mit jener von *Polytrema* übereinstimme. Da jedoch die Struktur von *Gypsina inhaerens* und *Polytrema miniaceum* im wesentlichen die gleiche sein soll, die von mir beobachteten Formen stets krustend und nie stämmchenförmig wie *Polytrema miniaceum* waren, so glaubte ich die mir vorliegenden Formen eher auf *Gypsina inhaerens* beziehen zu sollen.

Auch bei den in vielen Korallkalken von Celebes beobachtete ich die gleiche krustende Form, lernte aber in *Polytrema planum Carter* in den oben zitierten Abbildungen eine krustenbildende *Polytrema*-Art kennen, die mir früher entgangen war und auf welche ich nun die mir vorliegenden Durchschnitte beziehen möchte; daß diese Form übrigens auch tatsächlich mindestens sehr nahe mit *Gypsina* verwandt ist, beweist die Tatsache, daß Carter selbst sein *Polytrema planum* später (1880) als *Gypsina melobesioides* beschrieb. Als *Gypsina* deutet anscheinend auch Sydney J. Hickson 1911 (Trans. Lin. Soc. 2. ser. Zool. XIV, pag. 454) diese Form, während Chapman sie als

[1]) Versl. Verg. Kon. Ak. Wet. Amsterdam. Verg. 25. 2. 1911 und Sammlung geol. R. Mus. Leiden Ser. I, Bd. IX, 1912.

Polytrema anspricht. Ich selbst habe diesbezüglich keinerlei rezentes Vergleichsmaterial und möchte mich vorläufig Chapmans Deutung anschließen, der ja an seinem so reichen Funafutimaterial eingehende Studien durchführen konnte.

P. planum kommt nicht nur in den jungen (wohl quartären) Riffkalken von Celebes vor, sondern auch in altmiocänen Lepidocyclinen- und Miogypsinenkalken von Minahassa (Celebes). In analogen Schichten hat übrigens auch Chapman sowohl als *Gypsina inhaerens* wie als *Polytrema miniaceum* bezeichnete Formen auf Christmas Island kennen gelernt. Immerhin wären vergleichende mikroskopische Studien über diesen Formenkreis sehr zu wünschen.

Amphistegina Lessonii Orb.

Zu dieser Art scheinen mir die Amphisteginendurchschnitte sowohl der älteren (miocänen) Korallkalke wie auch der jungen Riffbildungen zu gehören. Ich vermag nicht einzusehen, wodurch sich diese Form von der als *Nummulites Niasi 1. Verb.* beschriebenen Form, auf deren Amphisteginencharakter bereits Vredenburg 1906 (Rec. Geol. Surv. India, Bd. XXXIV, pag. 93) hinwies, unterscheiden sollte. Vredenburg hat dafür die Bezeichnung *Amphistegina Niasi Verb.* gewählt und auch J. Provale, G. Osimo u. a. haben diesen Artnamen für die in Nummuliten- und Lepidocyclinenschichten von Celebes, Borneo u. a. vorkommenden Amphisteginen gebraucht. Gleichwohl vermag ich, wie ich bereits in meiner Abhandlung über die fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels hervorhob, keinen Unterschied zwischen *Amphistegina Niasi* und *A. Lessonii* zu finden. Der Medianschnitt ist der gleiche und zeigt die stark gekrümmten Septen in gleicher Weise, der Querschnitt läßt bald dickere, bald schlankere Formen erkennen, die nicht einmal zu einer Abgrenzung von Abänderungen Anlaß geben.

Daß ich übrigens mit dieser Auffassung nicht vereinzelt dastehen dürfte, ersehe ich aus F. Chapmans Bearbeitung der Foraminiferengesteine von Christmas Island (1900), der auch die in Lepidocyclinengesteinen (l. c. pag. 242, 250, 251, 252) gefundenen Amphisteginen auf *Amphistegina Lessonii* bezog.

In ähnlicher Weise dürfte auf nicht konstante Merkmale übrigens auch *Heterostegina Niasi* von *Heterostegina depressa* und *Operculina granulosa var. Niasi* von *Operculina complanata var. granulosa* abgegrenzt worden sein.

Heterosteginen.

Diese Formen sind meist in wenig günstig getroffenen Schnitten ersichtlich, so daß nähere Bestimmungen nicht möglich sind. Immerhin dürfte der größte Teil auf die im Neogen wie auch in den jetzigen Küstenmeeren so verbreitete *Heterostegina depressa Orb.* zu beziehen sein.

Bei manchen Durchschnitten sind dann Anzeichen vorhanden, daß die Formen das bereits völlig zyklische Ausbildungsstadium erreicht hatten, das für *Cycloclypeus* bezeichnend ist, während es bei inneren Teilen des Gehäuses natürlich nicht zu entscheiden ist, ob

das ganz ausgebildete, infolge der oft überaus dünnen Schale zerbrechliche Gehäuse schon das *Cycloclypeus*-Stadium erreicht hatte oder nicht. Diese ganz zyklisch ausgebildeten Formen müßten dann als *Cycloclypeus communis Martin* bezeichnet werden.

Ich habe vor einigen Jahren (Zentralbl. Min. etc., 1906, pag. 640) für solche Übergänge zwischen *Heterostegina* und *Cycloclypeus* (mit vollkommen zyklisch angeordneten Kammerlagen) den Namen *Heteroclypeus* vorgeschlagen, indem ich in diesem Namen die Übergangsstellung dieser Formen zum Ausdruck bringen wollte. Nun ist aber dieser Name *Heteroclypeus* schon früher für eine Echinidengattung gebraucht worden, so daß er nicht mehr als Bezeichnung für diese Übergangsformen in Gebrauch bleiben kann. Es dürfte aber die Aufstellung einer neuen Bezeichnung insofern unnötig sein, weil nach den neueren Ergebnissen diese Übergangsformen zwischen den typischen Heterosteginen und den ganz zyklischen Cycloclypeen nichts anderes sein dürften als die mikrosphärischen (geschlechtlichen, B) Generationen von *Cycloclypeus*. Völlig sicher steht es jedoch noch nicht, daß alle mikrosphärischen Generationen von *Cycloclypeus*, besonders der rezenten *Cycloclypeus*-Exemplare, noch einen Heterosteginenahnenrest besitzen und es wären diesbezügliche Beobachtungen an lebenden Exemplaren sehr zu empfehlen.

A. Silvestri hat bekanntlich 1907 (Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXVI) für diese *Cycloclypeus*-Formen mit spiralem, *Heterostegina*-artigem Anfangsteile die Bezeichnung *Heterostegina var. cycloclypeus* vorgeschlagen und pag. 58 die Entwicklung von *Operculina* zu *Cycloclypeus*, auf die ich bereits 1906 (l. c.) hinwies, folgendermaßen dargestellt: *Operculina* — *Operculina var. heterostegina* — *Heterostegina* — *Heterostegina var. spiroclypeus* — *Heterostegina var. cycloclypeus* — *Cycloclypeus*.

Ich halte es aber für unstatthaft, Formen mit bereits erreichter höherer Entwicklung, nur weil die Anfangskammern noch in größerem oder geringerem Umfange die primitiveren Entwicklungsstadien der tieferstehenden Ahnenformen besitzen, als Varietäten zu bezeichnen. Fällt es doch auch niemand ein, *Heterostegina depressa*, *costata*, *simplex* oder andere Arten dieser Gattung, deren Anfangskammern doch so häufig, um nicht zu sagen regelmäßig noch nicht sekundär untergeteilt sind, also noch Operculinenbau besitzen, als *Operculina var. heterostegina* zu bezeichnen.

Discorbina tuberocapitata Chapman.

Taf. VIII, Fig. 2.

1900. Journ. Linn. Soc. Zool. vol. XXVIII, Nr. 179, London, pag. 11, Taf. I, Fig. 9 *a*—*c*.

Auf diese zuerst vom Funafuti Atoll beschriebene Art glaube ich die in Nr. 1056 nicht seltene Form beziehen zu können, da sie, obwohl von Chapman keine Durchschnitte mitgeteilt wurden, doch am ehesten damit übereinstimmt und keine wesentlichen Unterschiede aufweist.

Es ist eine winzig kleine (0·3 *mm* im Durchmesser betragende) Form, die ein auffallend hohes Gehäuse besitzt und infolge der auffälligen Verdickung der Schalenwandung im Anfangsteil eine ganz ähnliche Gestalt besessen haben muß wie *D. tuberocapitata.* Der letzte Umgang ist dann ganz in Übereinstimmung mit dieser Art dünnwandig und mehr oder weniger verbreitet. Auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Nabelhöhle ist vorhanden.

Als nächstverwandte Formen kommen noch *D. tabernacularis* und *pileolus* in Betracht.

D. tuberocapitata ist bisher nur aus den Tiefbohrungen im Funafuti Atoll bekannt, wo sie in zwei Proben gefunden wurde; sie stammt also hier aus den jüngsten Schichten und auch der Probe 1056, in welcher ich sie in Celebes fand, dürfte kein älteres als quartäres Alter zukommen. Die Absatztiefe dürfte auch nicht beträchtlich sein, es dürfte sich um ein innerhalb eines Korallriffes zum Absatz gelangtes toniges Sediment handeln.

Rotalia schroeteriana J. u. P.

Taf. VIII, Fig. 4.

S. H. B. Brady 1884. Challenger-Report pag. 707, Taf. CXV, Fig. 7.

In einer Probe (Nr. 316) kommen Durchschnitte von Rotalien vor, die offenbar eine auffallende Schalenskulptur besaßen, nämlich sehr viel Höcker, die der Schale äußerlich bisweilen ein eigenartiges Aussehen verliehen. Es handelt sich dabei aber keineswegs um Endigungen von Pfeilern, welche das ganze Gehäuse durchsetzen, sondern nur um exogene Bildungen.

Unter den mir bekannten publizierten Formen erinnern die erwähnten Durchschnitte am meisten an die von F. Chapman 1900 in „Monograph of Christmas Island“ Taf. XX, Fig. 2, abgebildeten Durchschnitte, die von diesem Forscher auf *Rotalia clathrata Brady* (s. ibidem pag. 232) bezogen wurden. Chapmans Abbildungen sind zwar recht klein, scheinen mir aber gut die auch für meine Formen charakteristischen Papillen der Oberfläche zum Ausdrucke zu bringen, die ich übrigens bei Bradys *Rotalia clathrata* ganz vermisse. Aus diesem Grunde bezog ich daher meine Form eher auf *schroeteriana*, die in dieser Beziehung weit besser mit den von mir beobachteten Formen übereinstimmt.

Ähnlich reich skulpturierte Rotalien sind übrigens auch fossil bekannt, wie zum Beispiel *Rotalia tuberosa Karrer* aus dem Altneogen Niederösterreichs, die eine ganz nahe Verwandte von oder wenigstens ganz ähnlich verzierte Form wie *R. schroeteriana* und *papillosa* zu sein scheint.

Im malayischen Archipel ist nach Millett sowohl *R. schroeteriana* wie *papillosa* stellenweise häufig und einige Durchschnitte in den von mir untersuchten Dünnschliffen scheinen zu der von ihm (Journ. R. Micr. Soc. 1904, Pl. X, Fig. 5) abgebildeten *R. schroeteriana var. inflata* zu gehören.

Nr. 316 stammt von einem jungen, quartären Korallkalk, ähnliche Durchschnitte, die jedoch nicht orientiert sind, kommen auch in altneogenen Gesteinen vor.

Rotalia cf. annectens Parker und Jones var. concinna Millett.

Taf. VIII, Fig. 3.

S. F. W. Millett, Journ. R. Micr. Soc. 1904, pag. 505, Taf. X, Fig. 7.

Eine kleine Anzahl anderer Exemplare, die besonders im Lepidocyclinenkalke der Probe 657 vorkommen, unterscheiden sich von *Rotalia schroeteriana* durch die glatte Oberseite, während die Unterseite analog skulpturiert war. Ich glaube, daß manche derselben, wie das Fig. 3 abgebildete im wesentlichen mit *var. concinna* von *Rotalia annectens* übereinstimmen, die ja von Parker und Jones bereits als Übergangsform von *Rotalia schroeteriana* zu *R. lobata Orb.* aufgefaßt wurde.

Eine neue Methode zur Trennung des Eisens vom Mangan.

Von Dr. O. Hackl.

I. Die Eisen-Mangantrennungen.

Die quantitative Trennung von Eisen und Mangan ist eine der schwierigsten Aufgaben der analytischen Chemie, daher auch mit mehr oder weniger Erfolg bereits eine Unmenge von Verfahren vorgeschlagen wurden, von welchen sich jedoch in der Praxis nur einige wenige eingebürgert haben; und das verbreitetste gewichtsanalytische, das Acetatverfahren, erfreut sich, wie Mittasch in seiner Abhandlung [1]) über dasselbe bemerkt, wegen seiner Unregelmäßigkeiten auch keiner besonderen Beliebtheit. Diese Verfahren lassen sich einteilen in solche, welche gewichtsanalytisch die vollständige Trennung und darauffolgende direkte Bestimmung von Eisen und Mangan bezwecken (Gruppe *A* [2]),

---

[1]) Z. f. anal. Ch. 1903, pag. 492, woselbst auch Literaturangaben zu finden sind.

[2]) Hierher gehören eigentlich auch diejenigen, welche z. B. eine vollständige Abscheidung des Eisens bewirken, um nach eventuell bloß partieller Filtration nur das Mangan im Filtrat zu bestimmen, da diese auf denselben Grundlagen beruhen. Es ist auch ersichtlich, daß die oben gewählte Einteilung ebensowenig streng durchführbar ist wie eine andere, da z. B. die in der Ausführung der Mangantitration sehr ähnlichen Methoden von Kessler (Gr. *A*, Anm. 2, pag. 153) und Meineke (Gr. *C*, Anm. 4, pag. 154) dadurch auseinandergerissen werden; stellt man sie aber zusammen, so muß man die Einteilung nach der Art und Weise der Mangantitration durchführen und brächte dadurch wieder Methoden, welche die Eisenabscheidung gleichartig durchführen an verschiedenen Stellen, da eben alle Methoden Gemeinsamkeiten, nach anderen Gesichtspunkten betrachtet aber Verschiedenheiten aufweisen, je nachdem, welche Operation man als hauptsächlich und unterscheidend ansieht. Aus ähnlichen Gründen könnten die angeführten Methoden von Kessler und Meineke beide zur Gruppe *A* gerechnet werden, wenn man es nebensächlich sein läßt, ob der Eisenniederschlag vor der Manganbestimmung abfiltriert wird oder nicht, weil die Ausfällung des Eisens bei beiden nach zwei hierhergehörigen Methoden erfolgt, aber dagegen spricht der Umstand, daß keine der beiden die Bestimmung des Eisens anstrebt. Da derlei für praktische Zwecke nebensächlich ist, so habe ich die Kesslersche Methode auf Grund hauptsächlicher Berücksichtigung ihrer Art der Eisenabscheidung bei *A* angeführt, die von Meineke mit Rücksicht darauf, daß sie maßanalytisch nur das Mangan bestimmt bei *C*. So könnte man auch die Schöffel-Donathsche Titrationsmethode hierher rechnen, weil sie das Eisen mit Zinkoxyd abscheidet, dagegen spricht aber der Umstand, daß sie maßanalytisch ist. Das Persulfatverfahren ist nicht unter *A* angeführt, weil es bei einmaliger Ausführung keine vollständige Trennung erzielt. Dagegen wurde das Ätherverfahren hier aufgezählt; es gibt bei bloß einmaliger Durchführung zwar auch keine vollständige Trennung, wird aber hauptsächlich zu gewichtsanalytischen Bestimmungen angewendet.

die maßanalytische Bestimmung des Eisens bei Gegenwart von Mangan (Gruppe *B*), oder des Mangans bei Vorhandensein von Eisen (Gruppe *C*) und die kolorimetrische Bestimmung des Mangans bei Gegenwart von Eisen (Gruppe *D*). Vollständigkeit zu erreichen war mir unmöglich, bloß die wichtigsten in der wissenschaftlichen und technischen Analyse gebräuchlichen und vorgeschlagenen Methoden sind hier zusammengestellt, da eine Aufzählung der verschiedenen Abarten (z. B. der Manganfällungen nach Abscheidung des Eisens als basisches Acetat; der verschiedenen Modifikationen der Acetatmethode, vor welcher manchmal eine Fällung mit Ammoniak ausgeführt wird, die in manchen Fällen von anderen, auch wenn Ammoniumacetat verwendet wurde, nach der Acetatfällung vorgenommen wird, von anderen überhaupt weggelassen wird; der verschiedenen Kombinationen, z. B. der Persulfat- mit der Acetatmethode etc.) ins Unendliche führen würde; um so mehr, als fast jedes Laboratorium, fast jeder Chemiker dieselben mit größeren oder geringeren Abänderungen anwendet und eine scharfe Grenze zwischen „prinzipiellen Unterschieden" und „geringfügigen Abweichungen", in den Bedeutungen, in welchen diese Ausdrücke bei chemischen Verfahren gewöhnlich angewendet werden, sich nicht ziehen läßt.

A.

Die Succinat- (sowie Formiat- und Benzoesäure-) Methode[1]).

Die Acetatmethode[2]), bezüglich deren die Untersuchungen von Mittasch zeigten, daß die zugesetzten Essigsäure- und Acetatmengen in äquivalentem Verhältnis zueinander stehen müssen, wenn die Trennung quantitativ gelingen soll; nichtsdestoweniger bleibt die Mißlichkeit bestehen, welche alle bisherigen Methoden gemeinsam haben, die das Eisen als basisches Chlorid, -Acetat oder Succinat fällen, nämlich das große Volumen des Niederschlages und seine schleimige Beschaffenheit sobald er aufs Filter kommt; und bei schlechtziehendem Filter das „Durchgehen" des Niederschlages infolge zu langen Auswaschens. Wenn nur Mangan zu bestimmen ist, respektive Eisen bereits maßanalytisch bestimmt wurde, so ist die partielle Filtration oft das einzige Mittel, welches diesen Übelständen abhilft. Der größte Nachteil dieser Methode sowie derjenigen mit Baryumkarbonat ist, daß sie bei Vorhandensein der Sulfate versagt, schon deshalb, weil der „Neutralisationspunkt" nicht zu treffen ist, so daß dann die Fällung des Eisens mit einem Teil des Mangans durch Ammoniak vorher ausgeführt werden muß.

---

[1]) Rose, Handbuch d. analytischen Chemie, 1851, II. Bd., pag. 105; Fresenius, Quant. Analyse, VI. Aufl., 1. Bd., pag. 578; Jannasch, Prakt. Leitfaden d. Gewichtsanalyse, pag. 127; De Koninck-Meineke, Lehrbuch d. qual. u. quant. chem. Analyse, 1. Bd., pag. 584 u. 585.

[2]) Fresenius, 1. Bd., pag. 577, 590; Jannasch, pag. 58; Lunge, Chem.-techn. Untersuchungsmethoden, 4. Aufl., 2. Bd., pag. 13; Classen, Ausgew. Methoden d. analytischen Chemie, 1. Bd., pag. 465; Post, Chem.-techn. Analyse, 3. Aufl., 1. Bd., pag. 536; Modifikation von Brunck-Funk; Hillebrand, Analyse d. Silikat- u. Karbonatgesteine, 2. Aufl., pag. 99, Anm.

Die Ammoniumkarbonatmethode[1]); fällt basisches Eisenchlorid.

Das Sulfatverfahren[2]). Da meines Wissens die Streitfrage, ob hier das Eisen als basisches Chlorid oder als basisches Sulfat gefällt werde, noch nicht entschieden wurde, so stellte ich eine Untersuchung an (experimenteller Teil, Nr. 49), welche ergab, daß das Eisen als basisches Sulfat gefällt wird.

Das Zinkoxydverfahren[3]), welches auch bei vielen maßanalytischen *Mn*-Bestimmungen angewendet wird und das Eisen als Hydroxyd fällt.

Das Baryumkarbonatverfahren[4]), welches das Eisen als Hydroxyd fällt; bei Sulfaten nicht anwendbar.

Das Ätherverfahren[5]), das auf der Tatsache beruht, daß Eisenchlorid in salzsaurer Lösung in Äther löslich, Manganchlorid aber unlöslich ist.

Die Hydroxylaminmethode[6]), welche in ammoniakalischer Lösung das Eisen fällt.

Die Quecksilberoxydmethode[7]) fällt das Eisen.

Elektrolytisch[8]), wobei das Eisen fällt.

---

[1]) Classen, pag. 464; Lunge, pag. 15; Fresenius, pag. 575; Rose, pag. 111; De Koninck, pag. 585.

[2]) Classen, pag. 468; Kessler, Z. f. anal. Ch. 1872, pag. 258; Lunge, pag. 15; De Koninck, pag. 585. Eine Anwendung dieses Verfahrens ist die Kesslersche maßanalytische $KMnO_4$-, $SbCl_3$-Methode zur *Mn*-Bestimmung, Fresenius, 2. Bd., pag. 441; ähnlich die Reichardsche As_2O_3-Methode zur Titration des $KMnO_4$-Überschusses, Classen, pag. 381.

[3]) Lunge, pag. 16; De Koninck, pag. 587; als hierhergehörig könnte auch die Mangantitrationsmethode mit $KMnO_4$ und $SbCl_3$ (Lunge, pag. 41) angesehen werden; ähnlich Kesslers Methode (vorige Anm.); auch das Schöffel-Donathsche Verfahren (Lunge, pag. 42).

[4]) Fresenius, pag. 571; Rose, pag. 109 (mit $CaCO_3$); Jannasch, pag. 59; über *Ba*-, *Ca*-, *Zn*- und *Cd*-Karbonatverfahren: De Koninck, pag. 588.

[5]) Lunge, pag. 10, 16; Classen, pag. 495; Rothe, Mitt. d. kgl. techn. Versuchsanstalten 1892, pag. 132; Stahl u. Eisen 1892, pag. 1052, 1893, pag. 333. Post, 1. Bd., pag. 531.

[6]) Jannasch u. Rühl, J. f. prakt. Ch. 1905, B. 72, pag. 1; Jannasch, 2. Aufl., pag. 149; Chem.-Ztg., Rep. 1905, pag. 248.

[7]) Volhard, Ann. Chem. Pharm. 1879, pag. 332; Classen, pag. 468; De Koninck, pag. 588.

[8]) Classen, pag. 469; De Koninck, pag. 588. — Erwähnt seien noch: das Ammoniakverfahren. (De Koninck, pag. 583); das Ozonverfahren. (Jannasch u. Gottschalk, J. f. prakt. Ch. 1906, Bd. 73, pag. 519); die fast unbekannten Natriumkarbonat- (De Koninck, pag. 586; Meineke, Z. angew. Ch. 1888, pag. 327) und Natriumhydrokarbonatverfahren. (De Koninck, pag. 587; Särnström, B.- u. Hütt.-Z. 1881, pag. 425); das Kaliumoxalatverfahren v. Classen. (De Koninck, pag. 589—591); das „Cupferron"-Verfahren (mit Nitrosophenylhydroxylaminammonium; Baudisch, Ch.-Ztg., 33, 1298; Lunge-Berl, VI. Aufl., 2. Bd., pag. 803—5); das Nitroso-β-Naphtolverfahren. (De Koninck, pag. 577, 588); das Cyanidverfahren. (Dittrich, Ber. D. Chem. Ges. 36, 2330 (1903); Doelter, Mineralchemie, I. Bd., pag. 404 u. 405); das Jodid-Jodatverfahren. (Campbell, Chem. Zentr.-Bl. 1913, I. Bd., pag. 846).

B.

Das Chamäleonverfahren[1]).
Das Zinnchlorürverfahren[2]).
Das Kaliumbichromatverfahren[3]).

Erwähnt sei auch die jodometrische Methode. (De Koninck, 1. Bd., pag. 458.)

C.

Die Permanganatmethode mit ihren verschiedenen Abänderungen[4]); Titration des *Mn* nach Ausfällung und eventueller Entfernung des Eisens.

Das Kaliumchloratverfahren in seinen Modifikationen[5]); *Mn* wird als Superoxyd gefällt, in titrierter Ferrosulfat- oder Oxalsäurelösung gelöst, deren Überschuß mit $KMnO_4$ zurücktitriert wird.

Das Persulfatverfahren mit zahlreichen Abarten.

a) Abscheidung des *Mn* als Superoxyd[6]).

b) Oxydation des *Mn* zu Übermangansäure und Titration mit Natriumarsenitlösung[7]).

Das Bleisuperoxydverfahren[8]); Oxydation in salpetersaurer Lösung, Titration mit H_2O_2.

Das Wismutperoxydverfahren[9]).

---

[1]) Classen, pag. 446—455; Lunge, pag. 33—35; Post, pag. 509—514; Fresenius, 2. Bd., pag. 410.

[2]) Classen, pag. 457—459; Lunge, pag. 32; Post, pag. 503—509; Fresenius, 2. B., pag. 408.

[3]) Fresenius, 2. Bd., pag. 410; Classen, pag. 456; Lunge, pag. 36.

[4]) Classen, pag. 371—382 (Volhard, Meineke, Kessler); Wolff, „Stahl u. Eisen", 1891, pag. 377; Post, pag. 514—517; Classen, pag. 472—479; Lunge, pag. 37—40; v. Reis (Classen, pag. 484); Fischer (Endtitration in essigsaurer Lösung), Z. f. anal. Ch. 1909, pag. 751; Chem. Zentral-Bl. 1910, pag. 478; Deiß, Ch. Zentr.-Bl. 1910, pag. 1292; Classen, „Theorie u. Praxis d. Maßanalyse", pag. 357.

[5]) Hampe, Ch.-Ztg. 1883, pag. 73; 1885, pag. 1478; Classen, pag. 479—483; Lunge, pag. 73—75; Post, pag. 573—575; De Koninck, pag. 588—589; Ukena, Stahl u. Eisen, 1891, pag. 381.

[6]) v. Knorre, Z. f. angew. Ch. 1901, pag. 1149; Dittrich u. Hassel, Z. f. angew. Ch. 1902, pag. 1096; Post, pag. 575.

[7]) Smith, Chem. News, 1904, pag. 237; Chem.-Ztg. 1904, Rep. 353; Stahl u. Eisen 1905, pag. 594; Rubricius, Ch.-Ztg. 1905, pag. 1017 u. Rep. 247; Wdowiszewski, Stahl u. Eisen, 28, 1067; Kunze, Ch.-Ztg. 1905, pag. 1017; Stahl u. Eisen 1908, pag. 1715 u. 1909, 1442.

[8]) Deheyes, Stahl u. Eisen, 28, 1068; Jahresber. über d. Fortschr. d. Ch. 1878, pag. 1062; Schneider (Lunge, pag. 76, woselbst Nachweis der Originalarbeiten).

[9]) Blair (Orthey, die Eisenhüttenchemie, 1907, pag. 35 u. 165).

D.

Das Persulfatsilbernitratverfahren[1]; ähnlich *Cb.*

Das Bleisuperoxydverfahren[2]; ähnlich *C*8.

Schließlich sei noch auf die gasvolumetrische *Mn*-Bestimmung von Carnot hingewiesen[3].

II. Theoretischer Teil.

Die neue Methode beruht auf der Tatsache, daß aus neutraler Ferrosulfatlösung durch Kochen mit Kaliumchlorat das Eisen als basisches Ferrisulfat gefällt wird, während Manganoxydul in Lösung bleibt.

Diese Reaktion kannte bereits Berzelius, wie aus Graham-Ottos Lehrbuch der anorganischen Chemie, 4. Aufl., 2. Abteilung, pag. 1129, hervorgeht, wo dieser Niederschlag als neuntelsaures Salz bezeichnet wird. Auch im Handbuch der anorganischen Chemie von Gmelin-Kraut, 6. Aufl., 3. Bd., pag. 342, wird sie erwähnt. Soweit ich die neuere Literatur hierüber verfolgen konnte[4], scheint die Frage nach der Zusammensetzung dieses Niederschlages noch nicht gelöst zu sein; auch darüber ist meines Wissens noch nicht entschieden, ob die so erhaltenen Niederschläge identisch sind mit denjenigen, welche beim Kochen von Ferrisulfatlösung entstehen. Da für diese die Frage, ob sie bloß verschiedene Gemenge zweier basischer

[1]) Marshall, Chem. News 1901, pag. 76; Z. f. angew. Ch. 1901, pag. 549.

[2]) Post, pag. 577; Lunge, pag. 76; Classen, pag. 487 (Ledebur).

[3]) Lunge, pag. 75. — Über das Volhard-Wolffsche, Smithsche Chlorat- und Persulfatverfahren: Heike, Maßanalytische Manganbestimmungen, Stahl u. Eisen, 29, 1921—1930.

[4]) Handb. d. anorg. Ch. v. Dammer, 1893, 3. Bd., pag. 328: „Verschiedene basische Ferrisulfate erhält man durch Zusatz von $KClO_3$ zur kalten und zur heißen Lösung (von Eisenvitriol) (Barreswill, J. Pharm. 1843) und durch Zusatz von H_2O_2 (Weltzien, A. 138, 129)." Pag. 334 daselbst die Angabe, daß beim Kochen von Ferrisulfatlösung das neuntelsaure Salz $3\ Fe_2O_3.SO_3 + 4\ H_2O$ ausfalle; das stimmt aber nicht mit den Valenz-Verhältnissen, welche die Formel $3\ Fe_2O_3.SO_3 + 8\ H_2O$ verlangen würden, entsprechend der aufgelösten Formel

$$3\ \overset{VI}{Fe_2} \left\{ \begin{array}{l} \overset{II}{SO_4} \\ (OH)_{16} \end{array} \right.$$

welche identisch ist mit der von Graham-Otto angegebenen:

$$\left. \begin{array}{c} \overset{VI}{(Fe_2)_3} \\ \overset{II}{SO_2} \\ H_{16} \end{array} \right\} O_{18}$$

auch Berzelius schreibt dem mit $KClO_3$ entstandenen Niederschlag dieselbe Formel $Fe_6(SO_4)(OH)_{16}$ zu. Das Handwörterbuch der Chemie von Ladenburg, 1885, 3. Bd., pag. 527, gibt an, daß das durch H_2O_2 aus Vitriollösungen erhaltene basische Sulfat der Formel $2\ Fe_2O_3 . SO_3 + 6\ H_2O$ entspreche.

Sulfate (Pickering: Dammer, Handb. d. anorg. Ch., 1893, 3. Bd.) oder verschiedene einheitlich zusammengesetzte basische Sulfate sind, meines Wissens noch nicht beantwortet ist, und die Zahl der angegebenen basischen Ferrisulfate nicht klein ist; da ferner beim Kochen verdünnter Ferrisulfatlösungen so wie bei der in der Kälte eintretenden Oxydation von Eisenvitriollösungen an der Luft nach einigen Angaben Gemenge verschiedener basischer Sulfate ausfallen, nach anderen aber einheitliche Verbindungen entstehen, über welche sehr verschiedenartige Angaben gemacht werden, und in allen Fällen etwas Ferrisulfat infolge von Abspaltung freier Säure gelöst bleibt; beim Kochen von Ferrosulfatlösungen mit Kaliumchlorat die Oxydation und Ausfällung viel rascher erfolgt und bei niedrigerer Temperatur beginnt und auch hierbei Ferrisulfat gelöst bleibt: so dürften hier noch kompliziertere Vorgänge die Forschung erschweren.

Es galt nun, um diese Reaktion zu einer Trennungsmethode auszuarbeiten, möglichst vollständige Fällung zu erreichen, doch, wie aus dem experimentellen Teil hervorgeht, gelang dies unter alleiniger Anwendung von Kaliumchlorat nicht; die Menge der hierbei entstehenden freien Säure hält soviel Eisen in Lösung, daß darauf eine analytische Abscheidung nicht basiert werden könnte. Nach mehreren Versuchen zeigte sich, daß bei Zusatz von Zinkoxyd, welches entweder die entstehende Säure bindet oder das gelöst gebliebene Eisen des entstandenen Ferrisulfats ausfällt, eine vollständige Trennung des Eisens vom Mangan erreicht werden kann.

III. Experimenteller Teil[1]).

Zur Prüfung der Ausfällung des Eisens durch $KClO_3$ in der Siedehitze wurde Eisenvitriol (Merck) verwendet, der frei von Mangan war, und, wie mehrere gewichtsanalytische Bestimmungen durch Oxydation mit Salpetersäure und Fällung mit Ammoniak bei Gegenwart von Chlorammon ergaben, einen Durchschnittsgehalt von 20·3 % *Fe* hatte. Das verwendete Kaliumchlorat war frei von Eisen.

1. Zirka 0·5 *g* Eisenvitriol wurde in 50 cm^3 H_2O gelöst, 0·5 *g* $KClO_3$ hinzugefügt (1 : 1 : 100) und aufgekocht; der flockig-schleimige, lichtrotbraune Niederschlag ging teilweise durch das Filter (Weißband), das Filtrat war nach dem Absetzen gelb und gab mit gelbem Blutlaugensalz starke Fe'''-Reaktion.

2. 0·1 *g* E. V. und 0·2 *g* $KClO_3$ in 25 cm^3 H_2O gelöst (1 : 2 : 250), zum Sieden erhitzt, 1 Minute lang gekocht, dann 10 Minuten absitzen gelassen und filtriert; Niederschlag licht und flockig, Filtrat trüb, starke Fe'''-Reaktion.

3. 1 : 2 : 250, 2 Minuten gekocht; Niederschlag nach dem Absetzen dunkler, körniger; Filtrat Fe'''-Reaktion.

[1]) In welchem nur die wichtigeren Versuche aufgenommen sind.

4. 1:1:200, 1 Minute gekocht; Filtrat trüb, *Fe'''*-Reaktion.

5. 1:1:200, 2 Minuten gekocht; Filtrat trüb, *Fe'''*-Reaktion.

6. 1:1:100, 2 Minuten gekocht; Filtrat trüb, *Fe'''*-Reaktion. Nach tagelangem Absetzen in Eprouvetten und Abgießen der überstehenden klaren, farblosen Flüssigkeit war in dieser kein *Fe'''* durch gelbes Blutlaugensalz nachweisbar.

7. 1:4:500 (0·05 *g* E. V., 0·2 *g* $KClO_3$, 25 *cm*³ H_2O), 3 Minuten lang gekocht, durch Weißbandfilter filtriert; das klare und farblose Filtrat gab nur mehr schwache *Fe'''*-Reaktion.

8. 0·9386 *g* E. V. (20·3 % . . . . . 0·1905 *g* *Fe*) in 500 *cm*³ H_2O gelöst, 4 *g* $KClO_3$ zugegeben und durch schwaches Erwärmen gelöst, dann erhitzt (wobei die Flüssigkeit allmählich trüb und schließlich undurchsichtig wird) und 5 Minuten lang unter Umrühren gekocht; absetzen gelassen, durch Weißbandfilter filtriert und mit heißem Wasser etwas gewaschen. Filtrat war klar und farblos, gab weder mit rotem noch auch gelbem Blutlaugensalz eine Reaktion. Der Niederschlag auf dem Filter wie auch der als dünner Überzug an dem Fällungs-Becherglas haftende Teil wurde in verdünnter Salzsäure gelöst, in einer Porzellanschale mit Ammoniak das *Fe'''* gefällt und nach einigem Digerieren in der Wärme (zur Zerlegung entstandener basischer Sulfate) das Hydroxyd filtriert, bis zum Aufhören der $AgNO_3$-Reaktion mit heißem Wasser gewaschen, verascht, geglüht und gewogen. Erhalten: 0·2585 *g* Fe_2O_3 . . . . . . 0·18083 *g* *Fe* . . . . . . 19·27 % *Fe*.

Das Filtrat von der $KClO_3$-Fällung wurde eingedampft und gab hierauf mit gelbem Blutlaugensalz *Fe'''*-Reaktion.

9. 1·0095 *g* E. V. (= 0·20493 *g* *Fe*) und 4 *g* $KClO_3$ in 500 *cm*³ H_2O gelöst, erhitzt, 10 Minuten wallend gekocht, eine Stunde lang auf dem Wasserbad stehen und dann 2 Stunden erkalten gelassen, nach welcher Zeit sich der Niederschlag noch nicht ganz abgesetzt hatte und sehr feinkörnig war; durch Weißbandfilter filtriert und ausgewaschen bis zum Verschwinden der ClO_3-Reaktion. Der Niederschlag und die Reste im Becherglase wurden in warmer Salzsäure gelöst, worauf wie bei 8. die Fällung mit NH_3 etc. vorgenommen wurde. Erhalten: 0·2717 *g* Fe_2O_3 . . . 0·19007 *g* *Fe* . . . 18·83 % *Fe*. Das Filtrat von der $KClO_3$-Fällung gab nach dem Eindampfen *Fe'''*-Reaktion.

10. 1·0491 *g* E. V. in 300 *cm*³ H_2O gelöst, dann eine zum Sieden erhitzte Lösung von 2 *g* $KClO_3$ in 100 *cm*³ H_2O zugegeben, erhitzt und 3 Minuten wallend gekocht. Nach dem Absetzen über Nacht war die überstehende Flüssigkeit klar und farblos; ein Teil des Filtrats gab mit $AgNO_3$ *Cl*-Reaktion, also wird das Chlorat zu Chlorid reduziert und ist Ursache der Oxydation. Andere Proben des Filtrats gaben mit Rhodankalium und auch mit gelbem Blutlaugensalz Reaktion auf *Fe'''*; mit rotem Blutlaugensalz wurde keine *Fe''*-Reaktion erhalten, also wurde alles Eisenoxydul oxydiert, aber ein Teil blieb in Lösung. Durch eine Probe wurde festgestellt, daß der verwendete Vitriol frei von Ferrisulfat ist..

11. Zirka 1 *g* E. V. in 150 cm^3 H_2O gelöst, dazu eine heiße Lösung von 2 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O gegeben, 2 Minuten lang gekocht, dann 24 Stunden lang absetzen gelassen (der Niederschlag hatte sich schon nach einer Stunde völlig abgesetzt); eine Probe der klaren, farblosen überstehenden Lösung gab $Fe^{'''}$-Reaktion.

12. Zirka 1 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, dazu eine heiße Lösung von 2 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O gegeben, 1 Minute gekocht, dann kurze Zeit auf dem Wasserbad stehengelassen; eine Probe der überstehenden, klaren, schwach gelb gefärbten Flüssigkeit gab starke $Fe^{'''}$-Reaktion.

Um zu entscheiden, ob die Ursache der unvollständigen Fällung in einer teilweisen Oxydation durch den Luft-Sauerstoff zu suchen sei, wurden folgende Versuche angestellt:

13. Zirka 0·5 *g* des oxydfreien Vitriols in 100 cm^3 H_2O gelöst, Rhodankaliumlösung zugegeben und bis zum Kochen erhitzt, wobei eine ganz schwache Färbung eintrat, während bei Versuch 10 die $KCyS$-Probe im Filtrat tiefrote Farbe ergeben hatte; ein Teil der Flüssigkeit wurde beiseite gestellt und erst nach 2 Tagen trat der Beginn einer Rotfärbung ein, die Luftoxydation geht also langsam vor sich. Der übrigen Hauptmenge der Flüssigkeit wurde 1 *g* $KClO_3$ zugesetzt und dann 2 Minuten lang gekocht[1]; nachdem sich die Hauptmenge des Niederschlages abgesetzt hatte, war die überstehende Flüssigkeit rot; also wird durch das Kochen mit $KClO_3$ wohl alles $Fe^{''}$ oxydiert[2] (da das Filtrat keine $Fe^{''}$-Reaktion mit rotem Blutlaugensalz gab), der größte Teil als basisches Sulfat gefällt, während ein kleiner Teil gelöst bleibt.

14. 0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, Rhodankaliumlösung zugegeben und 2 Minuten lang gekocht; da die Flüssigkeit nur eine schwachgelbliche Färbung annahm, so ist bewiesen, daß nicht Luftoxydation Ursache der unvollständigen Fällung ist, sondern daß das $KClO_3$ einen Teil des Ferrosulfats oxydiert, ohne ihn zu fällen.

15. Um zu entscheiden, ob das $KClO_3$ das Ferrosulfat vollständig oxydiert oder ob ein Teil als Ferrosulfat gelöst bleibt und erst während des Absetzens oxydiert wird und dadurch im Filtrat als $Fe^{'''}$ erscheint, wurden $^3/_4$ *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, eine Lösung von 1·5 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, 2 Minuten gekocht und sofort eine Probe abfiltriert (durch Blaubandfilter, um den Niederschlag sicher vollständig zurückzuhalten); das Filtrat gab mit rotem Blutlaugensalz keine Spur einer $Fe^{''}$-Reaktion, zeigte aber wohl wieder mit gelbem Blutlaugensalz Ferri-Eisen an. Es bewies dies anscheinend, daß durch $KClO_3$ alles Eisen vollständig oxydiert[2], aber nicht vollständig gefällt werde.

16. 0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, 1 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O gelöst, die $KClO_3$-Lösung zum Sieden erhitzt und unter fort-

---

[1]) Vorher wurde, um zu entscheiden, ob etwa durch Kochen mit $KClO_3$ das $KCyS$ zerstört werde, etwas $KCyS$-Lösung mit $KClO_3$ erhitzt und dann Eisenchlorid zugegeben, worauf die $Fe^{'''}$-Reaktion sehr stark eintrat; also wird das $KCyS$ nicht zerstört.

[2]) Versuch 41 zeigte, daß dies ein Trugschluß war.

währendem Kochen aus einer Bürette die Eisenvitriollösung tropfenweise (60 Tropfen pro 1 Minute) unter Umrühren zufließen gelassen; dann wurden Proben filtriert, welche klare und farblose Filtrate gaben, die mit gelbem Blutlaugensalz Fe''' anzeigten, mit rotem Blutlaugensalz nicht reagierten.

17. 0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, dazu eine Lösung von 5 cm^3 H_2O_2 (30 % Perhydrol Merck) in 20 cm^3 H_2O gegeben, erhitzt und 2 Minuten gekocht. Niederschlag schön flockig, Filtrat, klar und farblos, gab Fe'''-Reaktion.

18. Umgekehrte Fällung. 0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst und aus einer Bürette in eine kochende Lösung von 5 cm^3 H_2O_2 (30 %) in 100 cm^3 H_2O eingetröpfelt; Proben des Filtrats gaben mit *KCyS* Rotfärbung, mit gelbem Blutlaugensalz blauweiße Fällung und mit rotem Blutlaugensalz blaue Fällung; also blieb wieder ein Teil Fe''' in Lösung und sogar ein Teil Fe'' unoxydiert, was zu erwarten war, da während des Versuches die Sauerstoffentwicklung bedeutend nachließ.

19. Da festgestellt wurde, daß die basischen Sulfatniederschläge in verdünnter Essigsäure unlöslich sind (das Filtrat einer mit Essigsäure behandelten Probe des Niederschlags gab keine Spur einer Reaktion mit *KCyS*), so wurde versucht, die bei der Oxydation und Fällung freiwerdende Schwefelsäure, welche einen Teil Fe''' in Lösung hält, durch Zusatz eines Acetats unschädlich zu machen, insofern als dadurch die Schwefelsäure gebunden und dafür eine entsprechende Menge Essigsäure, welche die völlige Fällung nicht hindert, freiwerden könnte; und falls dies nicht gelingen sollte, so handelte es sich darum, ein Mittel zu finden, welches vorliegende saure Lösungen selbsttätig neutralisiert und während des Vorgangs der Säureabspaltung automatisch neutral erhält.

0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, etwas essigsaures Kalium zugegeben und 5 cm^3 H_2O_2; die Flüssigkeit wurde sofort tiefrot (Ferriacetat) und als erhitzt wurde, fiel das Eisen als basisches Acetat aus.

20. Es wurde versucht, durch Baryumkarbonat vollständige Fällung als basisches Sulfat zu erreichen. 0·5 *g* E. V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, eine Lösung von 1 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O und etwas aufgeschlämmtes $BaCO_3$ zugegeben und gekocht. Der Niederschlag fiel sehr fein aus, so daß zur Klärung des Filtrats wiederholt filtriert werden mußte, worauf das farblose Filtrat Fe'''-Reaktion gab und auf erneuten $BaCO_3$-Zusatz nichts mehr ausfallen ließ. Die Versuche mit $BaCO_3$ wurden nicht fortgesetzt, weil bei Vorhandensein der Sulfate auch Mangan ausfallen würde.

21. 0·5 *g* E. V. und 0·5 *g* $KClO_3$ in 200 cm^3 H_2O gelöst, aufgeschlämmtes Zinkoxyd zugegeben und 1 ½ Minuten gekocht; der entstandene Niederschlag war kleinflockig, das Filtrat nach einmaligem Filtrieren durch Weißbandfilter völlig klar und farblos und gab weder mit *KCyS* noch auch mit gelbem und rotem Blutlaugensalz eine Eisenreaktion, wohl aber mit beiden letzteren Salzen die Zinkreaktionen.

22. 1 *g* E. V. in 200 *cm*³ H_2O gelöst, dazu eine Aufschlämmung von 0·3 *g* ZnO in 50 *cm*³ H_2O und eine Lösung von 1 *g* $KClO_3$ in 50 *cm*³ H_2O gegeben, erhitzt, 1 ½ Minuten gekocht, ½ Stunde absetzen gelassen und durch Weißbandfilter filtriert; das völlig klare und farblose Filtrat gab mit *KCyS* keine Spur Fe''' zu erkennen. Der Niederschlag wurde beim Waschen mit heißem Wasser nicht kolloïdal.

Zur Untersuchung, ob sich die Reaktion zu einer Eisen-Mangantrennung eignet, wurde außer dem Eisenvitriol von 20·3 % *Fe*-Gehalt reiner Manganvitriol verwendet mit einem *Mn*-Gehalt von 25·0 %. Die gewichtsanalytische Bestimmung durch Fällung mit Ammonkarbonat ergab 25·07 % *Mn*, die gewichtsanalytische Bestimmung durch Fällung mit ammoniakalischem Wasserstoffsuperoxyd nach Jannasch[1]) ergab 24·98 % *Mn*, eine maßanalytische Bestimmung nach Volhard (mit Permanganatlösung, deren *Mn*-Titer aus dem *Fe*-Titer berechnet wurde, welch letzterer durch Titerstellung mit Mohrschem Salz bestimmt worden war, dessen *Fe*-Gehalt durch Oxydation und Fällung mit Ammoniak ermittelt wurde) 24·95 % *Mn*, eine Wiederholung derselben 25·02 % *Mn*.

Um zu entscheiden, ob *Mn* allein beim Kochen mit $KClO_3$ und ZnO gelöst bleibt, wurden die beiden folgenden Versuche angestellt:

23. 0·5 *g* Manganvitriol in 100 *cm*³ H_2O gelöst, eine Lösung von 0·5 *g* $KClO_3$ in 50 *cm*³ H_2O zugegeben, erhitzt und 1 ½ Minuten gekocht; es entstand kein Niederschlag.

24. 0·5 *g* *Mn*-V. in 100 *cm*³ H_2O gelöst und 0·5 *g* $KClO_3$ in 25 *cm*³ H_2O sowie 0·2 *g* ZnO mit 25 *cm*³ H_2O aufgeschlämmt zugesetzt und 1 ½ Minuten gekocht; hierauf das ZnO abfiltriert, ausgewaschen und durch Kochen mit $PbO_2 + HNO_3$ auf *Mn* geprüft ergab kein Mangan, also bleibt dieses vollständig in Lösung.

Um nach Durchführung der Trennungsversuche das *Fe* im ZnO-haltigen Niederschlag und das *Mn* im $ZnSO_4$-haltigen Filtrat durch Titration mit Permanganat bestimmen zu können, wurde eine zirka zehntelnormale Permanganatlösung hergestellt (die auch zur Bestimmung des *Mn* im Manganvitriol verwendet wurde) und deren Titer sowie Korrektionsfaktor mit „chemisch reinem" Mohrschen Salz ermittelt, wobei Wiederholungen übereinstimmende Resultate ergaben. Zur Kontrolle wurde die Titerstellung auch mit Oxalsäure vorgenommen, welche bei Wiederholungen ebenfalls übereinstimmende Resultate ergab, die jedoch von den mit Mohrschem Salz erhaltenen in unzulässigem Maße abwichen; ebenso ergab die Titerstellung mit Blumendraht abweichende Resultate. Schließlich wurde im Mohrschen Salz durch Oxydation und Fällung mit Ammoniak der Eisengehalt bestimmt, wobei 14·50 % *Fe* resultierten (statt der theoretischen 14·25 %); unter Zugrundelegung dieses tatsächlichen Eisengehaltes wurde ein Titer von 0·005665 *g* *Fe* (entsprechend dem Korrektionsfaktor 1·0138) gefunden und daraus durch Multiplikation mit der theoretischen Zahl

---

[1]) Prakt. Leitfaden d. Gewichtsanalyse, pag. 27.

0·29527 der *Mn*-Titer: 0·001673 *g Mn*, der auch in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen direkter *Mn*-Titerbestimmungen durch Titration des 25·0 % *Mn* enthaltenden Manganvitriols mit der Permanganatlösung (nach Volhard), wobei eine Bestimmung einen Titer von 0·001675 *g Mn*, eine andere 0·001671 *g Mn* ergab. Maßanalytische Bestimmungen des Eisengehaltes in dem nach den gewichtsanalytischen Bestimmungen 20·3 % *Fe* enthaltenden Eisenvitriol mit Hilfe dieser Permanganatlösung ergaben unter Annahme des Titers von 0·005665 *g Fe* einen Gehalt von 20·3 % *Fe*; die Abweichungen bei Wiederholungen blieben unter 0·04 %. Daraus geht erstens hervor, daß oxydimetrische Titerstellungen mit „chemisch reinen" Ursubstanzen, ohne deren Gehalt zu bestimmen, unsicher sind (zum Beispiel lieferte die Titerstellung bei Annahme der theoretischen Zusammensetzung des Mohrschen Salzes den Korrektionsfaktor 0·997 und mit Blumendraht bei Annahme von 99·6 % *Fe*-Gehalt gar 0·994!) und zweitens, daß es zur Bestimmung des *Mn* Titers von genügender Genauigkeit ist, denselben aus dem Eisentiter zu berechnen, wenigstens für die *Mn*-Bestimmungen nach Volhard.

25. 1·0047 *g* E. V. in 200 *cm*³ H_2O gelöst, 0·2 *g* ZnO aufgeschlämmt in 50 *cm*³ H_2O und eine Lösung von 0·5 *g* $KClO_3$ in 50 *cm*³ H_2O zugesetzt, erhitzt, 1 ½ Minuten gekocht und gleich filtriert. Proben des völlig klaren Filtrats gaben sowohl mit *KCyS* wie auch gelbem Blutlaugensalz geringe Fe'''-Reaktion und mit rotem Blutlaugensalz Fe''-Reaktion, was nach dem Ansäuern mit *HCl* zum Lösen des mit *Zn* entstandenen Niederschlages erkannt wurde.

26. 1·0303 E. V. (= 0·20915 *g Fe*) in 200 *cm*³ H_2O gelöst, mit 0·4 *g* ZnO in 50 *cm*³ H_2O und 1 *g* $KClO_3$ in 50 *cm*³ H_2O versetzt, 1 ½ Minuten gekocht, einige Minuten absetzen gelassen, filtriert, mit heißem Wasser ausgewaschen; Niederschlag und Reste im Becherglas in heißer verdünnter Salzsäure gelöst, mit Soda alkalisch gemacht, mit Schwefelsäure angesäuert, mit Zink reduziert und titriert. 36·8 *cm*³ Permanganat verbraucht . . . . 0·20842 *g Fe* . . . . 20·23 % *Fe* erhalten.

27. Eisen-Mangantrennung. 1·0288 *g* E. V. (= 0·20885 *g Fe*) und 0·2666 *g Mn*-V. (= 0·06665 *g Mn*) in 200 *cm*³ H_2O gelöst, 0·4 *g* ZnO in 50 *cm*³ H_2O und 1 *g* $KClO_3$ in 50 *cm*³ H_2O zugegeben, unter Umrühren 1 ½ Minuten gekocht, filtriert, mit heißem Wasser gewaschen; Niederschlag in heißer verdünnter Schwefelsäure gelöst, mit *Zn* reduziert und titriert (36·7 *cm*³ Permanganat verbraucht); erhalten 0·2079 *g Fe* . . . . . 20·21 % *Fe*. Das Filtrat wurde zur Zerstörung des Chlorats mit Salzsäure eingedampft [1]) und hierauf, um die Chloride in Sulfate zu überführen, mit Schwefelsäure eingedampft [2]), mit H_2O aufgenommen, mit Na_2CO_3 bis zum Ausfallen des *Mn* versetzt, mit Salpetersäure angesäuert, 1 *g* $ZnSO_4$ zugesetzt und titriert (40·2 *cm*³); erhalten 0·06724 *g Mn* . . . 25·22 % *Mn*.

---

[1]) Wobei der Rückstand gelblich gefärbt war, also Eisen enthielt, was auch beim späteren Versetzen mit Na_2CO_3 bemerkt wurde, da hierbei zuerst der flockige Eisenniederschlag ausfiel.

[2]) Wahrscheinlich zu wenig, da die Endreaktion bei der *Mn*-Titration unscharf und das Resultat zu hoch ausfiel.

28. 1·0306 *g* E. V. (= 0·20921 *g Fe*) wurde wie oben mit $KClO_3$ und *ZnO* gefällt und wie bei Vers. 26 weiter behandelt und titriert (36·5 cm^3); erhalten 0·20677 *g Fe* . . . . . 20·06 % *Fe*. Das Filtrat gab Fe'''-Reaktion und nach tagelangem Stehen einen geringen Niederschlag, der eisenhaltig war.

29. 1·0297 *g* E. V. (= 0·20903 *g Fe*) wie oben gefällt, aber nur 1 Minute gekocht; zur Titration 36·3 cm^3 Permanganat verbraucht; erhalten 0·20564 *g Fe* . . . . 19·97 % *Fe*.

30. Eisen-Mangantrennung. 1·0292 *g* E. V. (= 0·20893 *g Fe*) und 0·2669 *g Mn*-V. in 200 cm^3 H_2O gelöst, wie oben gefällt, aber nur $^1/_2$ Minute gekocht; filtriert, ausgewaschen und titriert (36·2 cm^3); erhalten 0·20508 *g Fe* . . . 19·93 % *Fe*. Das *Mn*-haltige Filtrat wurde mit *HCl* abgedampft, wobei ein gelblicher Rückstand erhalten wurde, der mit *KCyS* deutliche Fe'''-Reaktion gab, weshalb *Mn* gar nicht bestimmt wurde.

31. Eisen-Mangantrennung. 1·0299 *g* E. V. (= 0·20907 *g Fe*) und 0·2664 *g Mn*-V. (= 0·06660 *g Mn*) in 200 cm^3 H_2O gelöst, 1·05 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O und 0·42 *g ZnO* in 50 cm^3 H_2O zugesetzt, $^3/_4$ Minuten lang wallend gekocht, filtriert und mit heißem Wasser gewaschen; die Titration des *Fe* im Niederschlag (36·55 cm^3) ergab 0·20706 *g Fe* . . . . 20·10 % *Fe*. Filtrat zweimal mit *HCl* verdampft (Rückstand gelblich), dann mit H_2SO_4 eingedampft und wie bei Vers. 27 *Mn* titriert (40·1 cm^3); erhalten 0·067075 *g Mn* . . . . . 25·18 % *Mn* (Endreaktion unscharf).

32. Eisen-Mangantrennung. 1·0299 *g* E. V. (= 0·20907 *g Fe*) und 0·2664 *g Mn*-V. (= 0·06660 *g Mn*) wie bei Vers. 31 gelöst etc., aber im Gooch-Tiegel filtriert und mit k a l t e m Wasser gewaschen. Die Eisentitration (36·5 cm^3) ergab 0·20677 *g Fe* . . . . . 20·08 % *Fe*; die Mangantitration (Rückstand wieder gelblich) ergab (39·9 cm^3) 0·066587 *g Mn* . . . . 25·05 % *Mn*.

33. Um zu entscheiden, ob das Eisen im Filtrat eine Folge geringer Löslichkeit des basischen Sulfats im Waschwasser sei oder das Eisen noch immer nicht vollständig ausgefällt werde, wurden 0·45 *g* E. V. und 0·15 *g Mn*-V. in 100 cm^3 H_2O gelöst, 0·5 *g* $KClO_3$ in 25 cm^3 H_2O und 0·2 *g ZnO* in 25 cm^3 H_2O zugegeben, $^3/_4$ Minuten lang gekocht, filtriert, n i c h t gewaschen, Filtrat mit *HCl* eingedampft; der Abdampfrückstand gab starke F'''-Reaktion, also blieb noch immer ein Teil Eisen in Lösung.

34. Dieselben Verhältnisse wie in Vers. 33, aber erst nach völligem Erkalten wurde filtriert und n i c h t nachgewaschen. Filtrat mit *HCl* eingedampft ergab deutliche Fe'''-Reaktion. Der basische Sulfatniederschlag wurde einigemal mit kaltem Wasser gewaschen, in ein Becherglas abgeklatscht, mit kaltem, destilliertem Wasser übergossen, 2 Stunden lang stehen gelassen, dann filtriert und das Filtrat mit *HCl* eingedampft; ergab keine Fe'''-Reaktion. Also ist der Niederschlag in kaltem Wasser unlöslich, doch wird nicht alles Eisen gefällt.

35. Doppelt verdünnte Lösung. 0·52 *g* E. V. und 0·15 *g* *Mn*-V. in 200 cm^3 H_2O gelöst, 0·51 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O und 0·21 *g* ZnO in 50 cm^3 H_2O zugegeben und 3/4 Minuten gekocht. Das Filtrat gab nach dem Eindampfen und Aufnehmen mit *HCl*-haltigem Wasser Fe'''-Reaktion.

36. Umgekehrte Fällung. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 100 cm^3 H_2O gelöst und aus einem Tropftrichter in eine kochende Lösung von 0·5 *g* $KClO_3$ in 200 cm^3 H_2O, worin 0·2 *g* ZnO verrührt worden waren unter stetem Umrühren eingetröpfelt (120 Tropfen pro 1 Minute). Filtrat eingedampft ergab starke Fe'''-Reaktion. Der basische Sulfatniederschlag wurde mit Wasser etwas gewaschen, dann in ein Becherglas abgeklatscht, mit heißem Wasser übergossen und 2 Stunden lang auf dem Wasserbad stehen gelassen; das eingedampfte Filtrat gab keine Eisenreaktion. Die Fällung war noch immer unvollständig, der Niederschlag unlöslich in heißem Wasser.

37. Umgekehrte Fällung. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 75 cm^3 H_2O gelöst und aus einem Tropftrichter unter Umrühren in eine kochende Lösung von 0·5 *g* $KClO_3$ in 200 cm^3 H_2O, in welche 0·3 *g* ZnO eingerührt waren, eingetröpfelt (45 Tropfen pro 1 Minute); Dauer 20 Minuten. Hierauf filtriert ohne zu waschen; das mit *HCl* eingedampfte Filtrat gab starke Fe'''-Reaktion mit *KCyS*.

38. Umgekehrte Fällung. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 50 cm^3 H_2O gelöst und in eine mit 0·4 *g* ZnO versetzte kochende Lösung von 0·5 *g* $KClO_3$ in 200 cm^3 H_2O eingetröpfelt (60 Tropfen pro 1 Minute) und noch einige Sekunden wallend gekocht; Dauer 8 Minuten. Filtrat eingedampft gab starke Fe'''-Reaktion.

39. Wie Vers. 38 ausgeführt, aber nach dem Eintröpfeln noch 2 Minuten gekocht und über Nacht stehen gelassen. Die Flüssigkeit war dann farblos mit fein verteiltem ZnO. Herauspipettierte Proben gaben mit *KCyS* keine Reaktion; mit rotem Blutlaugensalz entstand die bräunliche Zinkfällung, welche durch *HCl* vollständig gelöst wurde, ohne daß ein blauer Niederschlag übrigblieb, also keine Fe''-Reaktion. Nun wurde filtriert und das mit *HCl* eingedampfte Filtrat gab deutliche Fe'''-Reaktion. Wenn die Filtrate ohne *HCl*-Zusatz eingedampft werden, so scheidet sich ein bräunlicher Niederschlag aus, der, wie durch Eindampfen einer Lösung von 0·2 *g* *Mn*-V. und 0·75 *g* $KClO_3$ in 150 cm^3 H_2O bewiesen wurde, von Mangan herrührt, da hierbei, nachdem die Lösung auf die Hälfte des Volumens konzentriert war, derselbe Niederschlag entstand.

Es mußte nun entschieden werden, ob das in Lösung bleibende Eisen als Oxyd- oder Oxydulsalz vorhanden ist, wozu jedoch die Filtrate untauglich sind, weil so verdünnt, daß die Reaktionen nicht mehr eintreten; während nach dem Konzentrieren wohl immer die Eisen o x y d reaktion eintrat, aber nichts bewies, da sie ebensogut von Eisenoxydul, welches sich erst beim Eindampfen (mit $KClO_3$ und *HCl!*) oxydiert, herrühren konnte. Diese Frage wurde durch Versuch 41 eindeutig beantwortet, in Übereinstimmung mit der Erwartung, daß bei Gegenwart von überschüssigem ZnO alles Eisenoxyd gefällt werden

müsse, daher kein Fe''' ins Filtrat gelangen könne. Vorher wurde noch die Wirkung stärkeren $KClO_3$- und ZnO-Zusatzes beobachtet.

40. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 200 cm^3 H_2O gelöst, hierauf eine Lösung von 0·7 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, welcher 0·5 *g* ZnO zugesetzt worden waren, 2 Minuten gekocht, völlig erkalten gelassen und nach dem Filtrieren das Filtrat eingedampft; der Abdampfrückstand war schwach gelblich und gab nach dem Aufnehmen mit einigen Tropfen *HCl*-haltigen Wassers mit *KCyS* eine deutliche, aber viel schwächere Fe'''-Reaktion als bei den vorhergegangenen Versuchen.

41. Bei den günstigsten quantitativen Bestimmungen des Eisengehaltes aus der basischen Sulfatfällung wurde zirka 0·1% *g* *Fe* zu wenig erhalten (Vers. 27, 20·21% statt 20·3%); 100 Teile Eisenvitriol gaben um 0·1 Teil Eisen zu wenig, welcher Teil in Lösung blieb; bei Anwendung von 0·5 *g* E. V. unter denselben Bedingungen wie jene, welche 0·1% *Fe* in Lösung hielten, wurde deutliche Fe'''-Reaktion im Abdampfrückstand des Filtrats erhalten, vor dem Eindampfen in einer Verdünnung von zirka 250 cm^3 aber keine Spur einer Reaktion wahrgenommen. 0·1% von 0·5 *g* entspricht einer Menge von 0·0005 *g* *Fe*, welche 0·0018 *g* Ferrisulfat $[Fe_2(SO_4)_3]$ äquivalent sind. Es wurden also 0·0018 *g* Ferrisulfat in 250 cm^3 H_2O gelöst und hiervon gaben sowohl kleine Proben wie auch die restliche Hauptmenge mit *KCyS* deutliche Rotfärbung; daraus folgt, daß das bei der Fällung in Lösung gebliebene Eisen nur als Oxydul vorhanden sein kann, da es, wenn als Ferrisulfat gelöst, im Filtrat schon vor dem Eindampfen deutliche Fe'''-Reaktion gegeben hätte (z. B. bei Vers. 39), um so mehr in den Fällen, wo mehr als 0·1% *Fe* gelöst blieb.

42. Erhöhter $KClO_3$-Zusatz. 0·52 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 250 cm^3 H_2O gelöst, eine mit 0·5 *g* ZnO versetzte Lösung von 0·9 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, 2 Minuten gekocht, dann völlig erkalten gelassen; der Niederschlag hatte sich binnen wenigen Sekunden abgesetzt. Das eingedampfte Filtrat gab mit *KCyS* eine so schwache Rotfärbung, daß die Flüssigkeit nach dem Verdünnen auf 100 cm^3 vollständig farblos erschien; die gelöste Eisenmenge konnte also nur mehr minimal sein (unter 0·0002 *g* *Fe*).

43. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 300 cm^3 H_2O gelöst, eine mit 0·6 *g* ZnO versetzte Lösung von 1 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, erhitzt und 2 Minuten gekocht; der Niederschlag setzte sich sehr rasch ab und nach völligem Erkalten wurde filtriert, das Filtrat mit *HCl* eingedampft und auf Fe''' geprüft, wobei eine sehr schwache rötlichgelbe Färbung auftrat. Der Niederschlag wurde mit kaltem Wasser dekantiert (was sehr gut gelingt, da er sich immer rasch absetzt), dann auf dem Filter mit kaltem Wasser ausgewaschen, in ein Becherglas abgeklatscht, mit heißem Wasser übergossen und 2 Stunden lang auf dem Wasserbad erhitzt; nach dem Filtrieren wurde das Filtrat verdampft und auf Fe''' geprüft, wobei eine schwach rötlichgelbe Färbung eintrat; also ist der Niederschlag in heißem Wasser etwas löslich.

44. 0·5 *g* E. V. und 0·13 *g* *Mn*-V. in 300 cm^3 H_2O gelöst, eine mit 0·6 *g* *ZnO* versetzte Lösung von 1·2 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 zugegeben, erhitzt und 2½ Minuten gekocht. Nach dem Absetzen und Erkalten über Nacht wurde das Filtrat mit *HCl* eingedampft und der erhaltene Rückstand gab mit *KCyS* nur mehr eine sehr schwach gelbliche Färbung. Ein Vergleichsversuch ergab, daß diese Menge Eisen ungefähr gleich der in 0·0001 *g* Ferrisulfat enthaltenen (also zirka 0·000028 *g* *Fe*) ist, da diese Menge in derselben Art geprüft den gleichen Farbton gab. Der basische Sulfatniederschlag wurde mit kaltem Wasser ausgewaschen und in zwei Teile geteilt, wovon der eine nach 2 Stunden langem Stehen mit 200 cm^3 H_2O, filtriert wurde und das Filtrat verdampft, worauf im Rückstand mit *KCyS* gar keine Reaktion erhalten wurde; der andere Teil wurde nach 2 Stunden langem Erhitzen mit 200 cm^3 H_2O auf dem Wasserbad filtriert und der Rückstand des verdampften Filtrates gab mit *KCyS* schwach rötlichgelbliche Färbung. Also ist der Niederschlag in heißem Wasser etwas, in kaltem Wasser gar nicht löslich, weshalb mit kaltem Wasser gewaschen werden muß.

45. 1 *g* E. V. und 1 *g* *Mn*-V. in 500 cm^3 H_2O gelöst, eine mit 1·3 *g* *ZnO* versetzte Lösung von 2·5 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, erhitzt und 3 Minuten gekocht; am nächsten Tag wurde filtriert und das eingedampfte Filtrat gab keine Spur einer Reaktion mit *KCyS*. Der Eisenniederschlag wurde mit kaltem Wasser bis zum Ausbleiben der *Mn*-Reaktion gewaschen, dann eine Probe des Niederschlages mit PbO_2 und HNO_3 auf *Mn* geprüft, wobei keine Spur *Mn* gefunden wurde. Also bleibt *Mn* auch bei der Fällung des Eisens vollständig in Lösung. Für 0·2 *g* *Fe* müssen 2·5 *g* $KClO_3$ und 1·3 *g* *ZnO* zugesetzt werden.

46. Maßanalytische Prüfung der Trennung.

1·0006 *g* E. V. (= 0·20312 *g* *Fe*) und 0·2662 *g* *Mn*-V. (= 0·06655 *g* *Mn*) in 500 cm^3 H_2O gelöst, eine 1·3 *g* *ZnO* enthaltende Lösung von 2·5 *g* $KClO_3$ in 50 cm^3 H_2O zugegeben, erhitzt und mit einem Uhrglas bedeckt, 3 Minuten wallend gekocht. Nach dem Absetzen und Erkalten filtriert, mit kaltem Wasser dekantiert und ausgewaschen bis zum Aufhören der Platindeckelprobe. Den Niederschlag auf dem Filter und die Reste im Becherglas im verd. *HCl* gelöst, abgedampft und mit Schwefelsäure bis zum Auftreten der Schwefelsäuredämpfe eingedampft, verdünnt, mit Zink reduziert und titriert (35·82 cm^3); erhalten: 0·20292 *g* *Fe* . . . 20·28% *Fe*. Filtrat und Waschwasser mit *HCl* abgedampft, aufgenommen und nochmals mit *HCl* verdampft, dann mit Schwefelsäure bis zum Entweichen der Schwefelsäuredämpfe eingedampft, im Kolben mit Soda bis zum Ausfallen des Niederschlages versetzt, mit Salpetersäure angesäuert und nach Volhard titriert (39·8 cm^3); erhalten 0·06656 *g* *Mn* . . . 25·01% *Mn*.

47. Gewichtsanalytische Durchführung.

0·9985 *g* E. V. (= 0·2027 *g* *Fe*) und 0·9976 *g* *Mn*-V. (= 0·2494 *g* *Mn*) in 500 cm^3 H_2O gelöst, 1·3 *g* *ZnO* und eine Lösung von 2·5 *g* $KClO_3$

in 50 cm^3 H_2O zugesetzt etc., wie bei Vers. 46. Niederschlag A, Filtrat B.

Niederschlag A, welcher alles Eisen sowie das überschüssige ZnO enthält, in HCl gelöst, verdampft, dann mit Schwefelsäure eingedampft, um das Zink in Sulfat zu überführen, da dann nach Weiß[1]) die Fällung desselben durch Schwefelwasserstoff am besten gelingt, hierauf nach Verdünnung auf 300 cm^3 und Neutralisieren mit Ammoniak und Schwefelsäure aus schwach schwefelsaurer Lösung durch $^3/_4$ Stunden langes Einleiten eines starken Schwefelwasserstoffstromes in der Kälte das Zink gefällt, filtriert und das rein weiße, pulvrige Zinksulfid mit ammonsulfathaltigem schwachen Schwefelwasserstoffwasser ausgewaschen; Filtrat samt Waschwasser nach H_2SO_4-Zusatz eingedampft, mit H_2O aufgenommen, vom Schwefel abfiltriert und nachgewaschen, Filtrat in Porzellanschale mit HNO_3 oxydiert und $Fe^{\cdots}$ mit Ammoniak gefällt; erhalten 0·2892 g Fe_2O_3 . . . 0·20231 g Fe . . . 20·26% Fe.

Filtrat B samt Waschwasser, enthaltend Mangan und Zink, mit HCl verdampft, dann mit H_2SO_4 eingedampft und hierauf, wie bei obiger Trennung des Zn vom Fe, das Zn durch Fällung als ZnS vom Mangan getrennt; das Mn-haltige Filtrat unter HCl-Zusatz eingedampft, den Schwefel abfiltriert und im Filtrat nach Zusatz von Chlorammon das Mn durch Ammonkarbonat gefällt, durch ein Doppelfilter filtriert, mit heißem Wasser ausgewaschen und als Mn_3O_4 gewogen; erhalten 0·3456 g Mn_3O_4 . . . 0·2490 g Mn . . . 24·96% Mn.

48. 0·9986 g E. V. (= 0·20272 g Fe) und 0·9985 g Mn.-V. (= 0·24963 g Mn) wie bei Vers. 47 getrennt; der ZnO-haltige Eisenniederschlag wurde in HCl gelöst und Fe von Zn mittelst der basischen Acetatmethode getrennt (das Filtrat vom basischen Eisenacetat war frei von Mn, also wurde bei der $KClO_3$-Fällung kein Mn mitgerissen), das basische Acetat in HCl gelöst und $Fe^{\cdots}$ mit Ammoniak gefällt (das Filtrat hiervon war frei von Mn); da das erhaltene Resultat durch mitgerissenes Zink zu hoch ausfiel (0·2954 g Fe_2O_3), so wurde das geglühte Eisenoxyd in HCl gelöst, die Acetat- und Ammoniakfällung wiederholt, worauf 0·2889 g Fe_2O_3 resultierten . . . 0·2021 g Fe . . . 20·24% Fe.

Das Mn- und Zn-haltige Filtrat vom basischen Eisensulfat wurde mit HCl zweimal verdampft, mit Wasser aufgenommen, Natriumacetat und einige Tropfen Essigsäure zugegeben und erhitzt (wobei die Flüssigkeit klar blieb, also keine merklichen $Fe^{\cdots}$-Mengen vorhanden sein konnten), Mn durch Bromwasser gefällt, wenige Tropfen Alkohol zugegeben und erwärmt, bis der Bromgeruch verschwunden war, hierauf filtriert und mit heißem Wasser gewaschen; Filtrat und Waschwasser eingedampft, mit H_2O aufgenommen, mit essigsaurem Natrium und Essigsäure versetzt, das noch vorhandene Mn durch Bromwasser gefällt und den Niederschlag gewaschen; die beiden Niederschläge in verdünnter wasserstoffsuperoxydhaltiger Salzsäure gelöst, Mn durch ammoniakalisches Wasserstoffsuperoxyd gefällt und als Mn_3O_4 gewogen. Da auch hier ein zu hohes Resultat erhalten worden war, so wurde

[1]) Hierüber Nissenson, „Die Untersuchungsmethoden des Zinks".

das im Platintiegel geglühte Mn_3O_4 in verdünnter H_2O_2-haltiger Salpetersäure gelöst, unter Salzsäurezusatz dreimal abgedampft, der Rückstand in 10 cm^3 H_2O und 15 cm^3 Eisessig gelöst, in einen Tropftrichter gespült, um das Mn vom noch vorhandenen Zn nach Jannasch[1]) durch Eintröpfeln in ein kaltes Gemisch von 50 cm^3 konz. NH_3, 50 cm^3 3%igem H_2O_2 und 50 cm^3 H_2O zu trennen, die Fällung in der Porzellanschale, bedeckt mit Uhrglas, 1/4 Stunde lang auf dem Wasserbad erhitzt, dann filtriert; der Niederschlag wurde zunächst mit einer heißen Lösung von 30 g Ammonacetat in 70 g starkem Ammoniak, dann mit starkem, kochend heißen Ammoniak, hierauf mit heißem verdünnten Ammoniak und schließlich mit heißem Wasser bis zum Ausbleiben der Platindeckelprobe ausgewaschen, getrocknet, verascht und geglüht; erhalten: 0·3454 g Mn_3O_4 . . . 0·24886 g Mn . . . 24·92% Mn.

49. Classen schreibt im ersten Band seiner „Ausgewählten Methoden", pag. 468, über das Kesslersche Sulfatverfahren: „Es muß bemerkt werden, daß der Niederschlag von mehreren Autoren[2]) als basisches Eisensulfat bezeichnet wird, obgleich sich diese Bezeichnung bei Kessler nicht findet. Der Niederschlag ist bis auf weitere Untersuchung, gerade so wie der beim Ammoniumkarbonatverfahren erhaltene, als basisches Eisenchlorid zu betrachten, wie dies aus Graham-Ottos Lehrbuch der anorg. Chemie (5. Aufl. von Michaelis) IV, 614 hervorgeht, wo von den Lösungen der basischen Eisenchloride horvorgehoben wird, daß dieselben auf Zusatz verschiedener Salzlösungen, u. a. von neutralen Alkalisalzen, gefällt werden."

Um diese Frage zu entscheiden, wurde eine verdünnte, zirka 0·25 g Fe enthaltende Eisenchloridlösung mit HCl angesäuert, mit Ammonkarbonat bis zum Eintritt der Trübung versetzt, hierauf eine Lösung von 0·5 g Natriumsulfat zugesetzt, nach dem Absetzen des ausgefallenen Niederschlages filtriert, dekantiert und mit warmem Wasser bis zum Verschwinden der SO_4- und Cl-Reaktion gewaschen. Eine Probe des Niederschlages wurde in verdünnter Salpetersäure gelöst und mit Silbernitrat geprüft, wobei nicht die geringste Cl-Reaktion entstand; eine andere Probe in Salzsäure gelöst und mit Chlorbaryum geprüft, ergab starke $BaSO_4$-Fällung; woraus hervorgeht, daß der nach dem Kesslerschen Verfahren erhaltene Niederschlag basisches Eisen*sulfat* ist, das sich jedoch von dem nach dem $KClO_3$-Verfahren erhaltenen dadurch unterscheidet, daß es großflockig ist und sich anfangs nur schwer auswaschen läßt.

Das Kaliumchloratverfahren zur Fällung des Eisens und Trennung vom Mangan läßt sich, wie der folgende Versuch 50 zeigte, bedeutend vereinfachen, was besonders für gewichtsanalytische Untersuchungen von Vorteil ist. Es läßt sich nämlich der ZnO-Zusatz, welcher bei gravimetrischer Untersuchung wegen der Komplikation der Trennungen lästig ist, dadurch völlig umgehen, daß man die Hauptmenge des Eisens durch alleinigen Zusatz von $KClO^3$ und Kochen fällt, und nun *nach* dem Kochen (nicht wie in Vers. 19 *vorher*), ohne vorher zu

---

[1]) Prakt. Leitfaden d. Gewichtsanalyse, pag. 43.

[2]) Fresenius, Lunge, O. H.

filtrieren, etwas Natriumacetat zufügt und nochmals kocht, wodurch auch der Rest ausgefällt wird. Und um Zink vollständig zu vermeiden, wäre es zu empfehlen, die Reduktion von als Oxyd vorhandenem Eisen durch Schwefelwasserstoff statt durch Zink vorzunehmen.

Da dieses Fällungsverfahren anfängliche Neutralität der Lösung voraussetzt, welche durch Neutralisieren saurer Lösungen mittels Alkalien oder Ammoniak nur sehr mühselig erreichbar ist, so wäre in solchen Fällen eine andere Modifikation empfehlenswerter, welche mit sehr geringen Zinkmengen auskommt; nämlich in die (durch Abstumpfen oder Abdampfen erhaltene) schwach saure Lösung ZnO einzutragen, bis ein kleiner Teil davon ungelöst bleibt, dann das $KClO_3$ zusetzen und kochen, dann Acetat zusetzen und nochmals aufkochen. Wahrscheinlich wird sich die Fällung und Trennung auch durch Kochen mit $KClO_3$ in sehr schwach schwefelsaurer Lösung und anschließendes Kochen nach Acetatzusatz bewerkstelligen lassen; es wurden zwar über diese beiden letzteren Modifikationen bisher noch keine Untersuchungen ausgeführt, doch ist es wahrscheinlich, daß ihre Durchführung auf keine prinzipiellen Schwierigkeiten stößt, da ihre gemeinsame Grundlage, wie folgender Versuch zeigte, eine vollständige Trennung des Eisens vom Mangan bei einmaliger Fällung erreichen läßt.

50. 0·5 *g* E. V. und 0·5 *g* *Mn*-V. in 250 cm^3 H_2O gelöst, eine Lösung von 1·25 *g* $KClO_3$ in 25 cm^3 H_2O zugegeben, erhitzt und 2 Minuten lang gekocht; hierauf eine Lösung von 1 *g* Natriumacetat in wenigen cm^3 H_2O zugesetzt und noch 1 Minute lang gekocht. Nach dem rasch erfolgten Absetzen wurde die noch heiße Flüssigkeit filtriert, der anfangs kleinflockige, später körnige dunkelrotbraune Niederschlag anfangs mit kaltem, dann mit heißem Wasser ausgewaschen[1]), bis eine Probe des Waschwassers keine *Mn*-Reaktion mehr gab. Das Filtrat wie auch das kalte und heiße Waschwasser wurden jedes für sich aufgefangen und mit Salzsäure eingedampft. Der Rückstand des Filtrats gab mit *KCyS* eine sehr schwache Rosafärbung, ebenso der des kalten Waschwassers, während der des heißen eine deutliche Rotfärbung ergab, woraus hervorgeht, daß auch dieser Niederschlag mit kaltem Wasser gewaschen werden muß; dies macht es wahrscheinlich, daß der durch Natriumacetat fallende Restniederschlag nicht basisches Acetat (welches in kaltem Wasser löslich), sondern auch basisches Sulfat ist. Der ausgewaschene Niederschlag gab bei der Prüfung mit PbO_2 und HNO_3 keine Spur *Mn* zu erkennen.

---

[1]) Zum Dekantieren mit kaltem Wasser eignet sich dieser Niederschlag nicht, doch geht das Auswaschen auf dem Filter sehr rasch vor sich, da er sich leicht aufwirbeln läßt, ohne die Poren zu verstopfen oder „durchzugehen“.

IV. Zusammenfassung der Resultate.

Nr. der Vers.	Angewendete *Fe*-Menge		Erhaltene *Fe*-Menge		Angewendete *Mn*-Menge		Erhaltene *Mn*-Menge	
	in %	in *g*	in %	in *g*	in %	in *g*	in %	in *g*
8	20·3	0·19054	19·27	0·18083	—	—	—	—
9	20·3	0·20493	18·83	0·19007	—	—	—	—
26	20·3	0·20915	20·23	0·20842	—	—	—	—
27	20·3	0·20885	20·21	0·2079	25·0	0·06665	25·22	0·06724
28	20·3	0·20921	20·06	0·20677	—	—	—	—
29	20·3	0·20903	19·97	0·20564	—	—	—	—
30	20·3	0·20893	19·93	0·20508	—	—	—	—
31	20·3	0·20907	20·10	0·20706	25·0	0·06660	25·18	0·067075
32	20·3	0·20907	20·08	0·20677	25·0	0·06660	25·05	0·066587
46	20·3	0·20312	20·28	0·20292	25·0	0·06655	25·01	0·06656
47	20·3	0·2027	20·26	0·20231	25·0	0·2494	24·96	0·2490
48	20·3	0·20272	20·24	0·2021	25·0	0·24963	24·92	0·24886

Aus den quantitativen Resultaten und denjenigen der qualitativen Untersuchungen ergibt sich, daß die Bedingungen, welche bei den drei letzten Trennungen (46, 47, 48) vorhanden waren, die günstigsten sind; daß heißt soll die Trennung mit $KClO_3$ und ZnO durchgeführt werden, so muß eine schwefelsaure, später neutrale Lösung von Ferro- und Manganosulfat vorliegen, und auf 0·2 *g* *Fe* mindestens 2·5 *g* $KClO_3$ und 1·3 *g* ZnO zugegeben werden, bei einer Verdünnung von 500 cm^3. Die Durchführung auf gewichtsanalytischem Wege ist nicht empfehlenswert, da sie infolge der Trennung des Eisens und des Mangans vom Zink längere Zeit in Anspruch nimmt, wohl aber die maßanalytische Ausführung, da unter obigen Verhältnissen die Trennung glatt verläuft und nicht lange dauert. Das Auswaschen des basischen Eisensulfats muß mit kaltem Wasser vorgenommen werden und dauert trotzdem nicht so lange wie zum Beispiel das des basischen Acetats, da das auf diese Art erhaltene basische Sulfat sich leicht dekantieren und ohne schleimig zu werden oder kolloidal durchs Filter zu gehen auswaschen läßt. Bezüglich der gewichtsanalytischen Vereinfachungen verweise ich auf Versuch 50 und die demselben vorangehenden Bemerkungen [1]). Angezeigt ist dieses Verfahren besonders beim Vorliegen der Sulfate, da in solchem Fall die meisten anderen Verfahren, abgesehen von dem nicht näher studierten mit $NaHCO_3$, versagen. Muß das Eisen erst reduziert werden, so macht es nichts wenn die Reduktion nicht vollständig ist, denn das noch vorhandene Eisenoxyd wird bei Verwendung von ZnO mitgefällt.

Bezüglich der Zusammensetzung der basischen Ferrisulfate zeigt sich aus den ersten Versuchen, daß je konzentrierter die Lösung, je weniger $KClO_3$ zugesetzt und je kürzer gekocht wird, die entstandene

[1]) Sehr vorteilhaft wäre es, wenn sich das ZnO durch Kalzium- oder Kadmiumoxyd oder -Karbonat ersetzen ließe, worüber noch keine Untersuchungen angestellt wurden.

Fällung um so unvollständiger ist und um so mehr Neigung hat, durchs Filter zu gehen. Daraus sowie aus der verschiedenen Farbe der unter verschiedenen Fällungsbedingungen durch Kochen mit $KClO_3$ allein erhaltenen Niederschläge, aus den verschiedenen Ergebnissen des Versuchs 36 einerseits und der Versuche 43, 44, 50 anderseits, welch ersterer die Unlöslichkeit des dort erhaltenen Niederschlages in heißem Wasser erwies, die letzteren aber teilweise Löslichkeit der erhaltenen Fällungen in heißem Wasser zeigten, geht hervor, daß die unter verschiedenen Fällungsbedingungen entstandenen Niederschläge verschiedene Zusammensetzung haben, respektive verschiedene Gemenge sein dürften, daß also die Fällung des Eisens aus Ferrosulfatlösungen durch $KClO_3$ nicht immer einen gleichartig und zugleich einheitlich zusammengesetzten Niederschlag ergibt.

Beitrag zur Tektonik der Kalisalzlagerstätte von Kałusz (Ostgalizien).

Von Dr. Franz Kossmat.

Mit vier Zinkotypien im Text.

Die Saline Kałusz verdankt ihre Berühmtheit in der geologischen Fachliteratur dem Umstande, daß sie als einzige unter den zahlreichen Salzgewinnungsstätten der subkarpathischen Miocänzone bauwürdige Mengen von Kalisalzen schon seit längerer Zeit erschlossen hat und noch gegenwärtig eine, allerdings in bescheidenem Umfange gehaltene Produktion dieses wichtigen Materials aufweist.

Über die geologischen Verhältnisse der interessanten Lokalität erhält man leicht Aufschluß durch die Arbeiten von J. Niedźwiedzki und E. Tietze, in denen auch die wichtigsten Ergebnisse früherer wissenschaftlicher und praktischer Forschungen verwertet sind[1]. Ich selbst hatte nur die Möglichkeit, am 18. und 19. April 1912 während und nach einer kommissionellen Untersuchung, an der auch Herr Hofrat Niedźwiedzki teilnahm, die Grube zu befahren und vor allem die interessanten, durch die letzten Veröffentlichungen des genannten Autors bereits wissenschaftlich verwerteten Neuaufschlüsse zu besichtigen.

Wenn ich auf Grund dieser sehr kurzen Bekanntschaft mit den örtlichen Verhältnissen eine tektonische Darstellung der merkwürdigen Lagerungsverhältnisse des Kałuszer Salinengebietes versuche, geschieht dies nur, weil sich mir bei diesem Anlasse Fragen aufdrängten, deren Beantwortung für die ostgalizische Miocänzone wissenschaftliches, viel-

---

[1] J. Niedźwiedzki, Das Salzgebirge von Kałusz in Ostgalizien. Lemberg 1891. 18 S.

E. Tietze, Beiträge zur Geologie von Galizien. V. Die Aussichten des Bergbaues auf Kalisalze in Ostgalizien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1893, pag. 89—124. Mit Grubenkarte.

— VI. Neuere Erfahrungen bezüglich der Kalisalze Ostgaliziens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1896, pag. 1—36.

J. Niedźwiedzki: Neuere Aufschlüsse der Kalisalzlagerstätte in Kałusz. (Poln.) „Kosmos“. Lemberg 1910. 3 S.

— Geologische Skizze des Salzgebirges von Kałusz in Ostgalizien. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. Nr. 30 und 31. Wien 1912.

leicht auch praktisches Interesse haben kann. Ich muß gleich betonen, daß ich mir nicht anmaße, eine endgültige Lösung hier vorlegen zu können, schon aus dem Grunde nicht, weil manche wichtige Entscheidungen erst durch weitere bergmännische Arbeiten geschaffen werden können.

Zur Vereinfachung der Orientierung muß ich einige Angaben vorausschicken, die sich zwar größtenteils mit den bereits durch Niedźwiedzki und Tietze publizierten Befunden decken, aber für die tektonische Erörterung unvermeidlich sind.

Das in etwa 26 *km* Entfernung vom Außenrande der Karpathen aufgeschlossene miocäne Salzgebirge von Kałusz streicht fast rein NW—SO und fällt in den oberen Grubenhorizonten meist mit Neigungswinkeln von etwa 40—50°, in den tieferen wesentlich flacher nach Südwesten. Das Hangende der Salztone besteht sowohl in der Grube als obertags im allgemeinen aus grauen gipsführenden Tonen mit eingelagerten Sandsteinbänken; bunte, meist grünlich, bräunlich und rötlich gefärbte Tone sind über den Tagesaufschlüssen dieser Schichten bekannt und werden besonders von E. Tietze als ein wichtiges Glied der Schichtfolge wiederholt erwähnt. (Vgl. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 94, 118; 1896, pag. 21.)

Die Kalivorkommnisse haben den Charakter von langgestreckten Linsen innerhalb des zur Sudsalzgewinnung verwerteten Haselgebirges und bestehen im wesentlichen aus zweierlei Salzen[1]:

1. Rohkainit, nach Niedźwiedzki durchschnittlich mit 65 % Kainit und 20—30 % Salz mit Anhydrit und einigen Prozenten Tonsubstanz. Nester von Carnallit und Sylvin sporadisch vorhanden. Das Material wird vom Ärar mit einem Mindestgehalt von 10 % K_2O für landwirtschaftliche Zwecke verkauft; die Produktion betrug 1908 rund 125.000 Meterzentner und stieg später noch etwas.

2. Sylvinit („Sylvinhalit" bis „Halitosylvin"), ein Gemisch von Sylvin und Kochsalz mit wechselnden Tonbeimengungen. Die linsenartig auftretenden großkristallinischen Partien (Kristallsylvin) haben oft 40 bis über 50 % KCl, während der große Durchschnitt des von zahlreichen Tonlagen durchzogenen roten Sylvinits in der Südostgrube nur ca. 20—24 % KCl enthielt.

In den 70er Jahren baute ein Kalikonsortium, welches damals die Grube vom Ärar gepachtet hatte, im ganzen ein Quantum von etwa 300.000 Zentnern dieser Salze ab, doch hatte die Unternehmung keinen Erfolg, die Arbeiten wurden eingestellt und seitdem gelangten sylvinitische Salze der Grube nicht mehr zur Förderung, obwohl in der Folge die von der Salinenverwaltung betriebenen Aufschlußarbeiten sehr bemerkenswerte neue Resultate brachten.

[1]) Außerdem werden von verschiedenen Salzen als mineralogisch interessant noch erwähnt: Glaserit, Mirabilit, Kieserit, Epsomit, Blödit, Syngenit, Pikromerit (Schönit).

R. Görgey, Minerale tertiärer Kalisalzlagerstätten (Kałusz, Stebnik, Wittelsheim). Mineralog.-petrograph. Mitteil., Wien 1910, pag. 517.

Die Verteilung der Kalisalze im Haselgebirge von Kałusz.

Zur Zeit der älteren Untersuchungen von Niedźwiedzki und Tietze waren nur im oberen Teile der Salztone Lager von Kalisalzen bekannt, es soll daher von deren Beschreibung ausgegangen werden.

I. Das Hauptvorkommen von Kainit bildet eine große, im Streichen und Fallen auskeilende, bis 16 *m* mächtige Linse, deren oberer Rand vom 1. Grubenhorizont nahe dem ziemlich zentral gelegenen Schacht IV in einer Länge von wenigen Metern geschnitten wird. Am 2. Horizont beträgt die Längenerstreckung bereits über 250 *m* und steht verhältnismäßig wenig hinter jener im III. zurück. Später wurde auch am IV. Horizont 138 *m* unter dem Tagkranze des Schachtes IV der Kainit mit beträchtlicher streichender Länge, aber teilweise intermittierend und im ganzen mit geringerer Mächtigkeit als in den höheren Strecken festgestellt und endlich auch als unbauwürdiger Schmitz bei 154·3 *m* des neuen Schachtes der südwestlichen Grubenabteilung durchteuft. Außerdem wurde im II. Horizont der Nordwestgrube eine genau in die streichende Fortsetzung des großen Lagers fallende, von ihm aber durch einen Abstand von ca. 300 m getrennte Kainitlinse angefahren.

Als Liegendes des Hauptvorkommens zeigen sich in den oberen Horizonten bis ca. 80 *m* mächtige Salztone mit 40—60% $NaCl$-Gehalt, der durch mehrere Laugwerke gewonnen wird, während die nach oben in salzfreie Schichten übergehenden Hangendsalztone weniger mächtig, zugleich auch ärmer sind und sich erfahrungsgemäß wegen der gelegentlich auftretenden Beimengungen von Kalimagnesiasalzen zur Solengewinnung weniger eignen[1]).

II. Das Sylvinitlager der Südostgrube („Hangendsylvin") und die ihm eingeschalteten Kainitlinsen.

Annähernd in der gleichen Abteilung der Salztone wie der Kainit, aber meist nur wenige Meter unter der Hangendgrenze des eigentlichen Haselgebirges, ist in der Südostgrube ein Sylvinitlager von mehr als 10 *m* Maximalmächtigkeit vorhanden, bis auf ca. 300 *m* streichende Länge ausgerichtet (am II. Horizont) und in den reicheren Partien teilweise abgebaut.

In den beiden oberen Horizonten ist dieses Vorkommen erst etwas östlich der großen Kainitlinse und anscheinend nur wenig außerhalb deren Streichrichtung bekannt; im III. Horizont konnte es aber nach Prof. Niedźwiedzki weiter nach Nordwesten verfolgt werden und zog sich im Hangenden des Ostabschnittes der Kainitzone, von dieser durch ca. 3—5 *m* Salzton getrennt, noch etwa 40 *m* weit hin, bis es allmählich auskeilte.

Eine schöne Bekräftigung dieser Beobachtung erhält man am IV. Horizont, wo nordöstlich vom neuen Schacht die gleiche, lokal

[1]) Nach einer Mitteilung, die mir in Kałusz gemacht wurde, soll sich aber das alte „Barbara"-Langwerk im Hangenden des Kainits befunden haben.

aber schon mit Kainitnestern durchsetzte und stark reduzierte Sylvinlage im Hangenden der großen Kainitlinse festgestellt ist. Zwischen beiden schiebt sich hier eine etwa 10—20 *m* mächtige Salztonzone ein.

Durch die Arbeiten des alten Kalikonsortiums ist in der Umgebung des XVII. Gesenkes, das SW vom Schachte VII den zweiten mit dem dritten Horizont verbindet, eine jetzt noch der Beobachtung gut zugängliche, mehrere Meter dicke Kainiteinschaltung in dem bis gegen 15 *m* anschwellenden Sylvinlager, und zwar meist in dessen unterer Partie bekannt, nimmt also dieselbe Stellung ein wie die oben erwähnten Nester im Sylvin des IV. Horizonts.

In einem aus der Zeit zwischen 1874 und 1876 herrührenden Profil von Waibla, dessen Kopie ich in Lemberg sah, ist dieser knapp oberhalb des II. Horizonts rasch auskeilende, gegen den III. aber mit zunehmender Stärke und Längenausdehnung entwickelte Kainit der Südostgrube sorgfältig eingetragen.

Bei der tektonischen Besprechung soll auf die Frage des gegenseitigen Verhältnisses der einzelnen Vorkommnisse dieses Salzes [1]) noch eingegangen werden (pag. 186).

III. Die „Liegend"sylvine der nordwestlichen und südwestlichen Grubenabteilung.

1. Nordwestgrube.

Von besonderer Bedeutung für die Geologie von Kałusz sind folgende, in allen wesentlichen Punkten bereits von Prof. Niedźwiedzki veröffentlichten Ergebnisse der neueren Aufschlußarbeiten: Bei Auffahrung der nordwestlichen Strecken traf man am ersten und zweiten Horizont in beträchtlicher Entfernung vom Schachte Nr. IV ein 35—40° südwestlich fallendes Sylvinlager, das über 300 *m* weit bis zum Ende der gegenwärtigen Strecken regelmäßig anhielt, dabei allerdings mit seiner im Mittel zwischen 1·5—2 *m* bleibenden Mächtigkeit und seinem durch starke Tonbeimengung herabgesetzten Kaligehalt (nach Niedźwiedzki zirka 12% KCl) weit hinter dem Lager der Südostgrube zurücksteht.

Dieses neuentdeckte Vorkommen hält sich nach der ersten Mitteilung des genannten Autors (1910) etwa 30 *m* im Liegenden der theoretischen Streichlinie des Hauptkainitvorkommens. Diese Ansicht wurde noch dadurch bestätigt, daß am II. Horizont der letzte Hangendquerschlag in mehr als 20 *m* Horizontalabstand vom Sylvinlager eine bauwürdige, bis zirka 6 *m* mächtige und im Hangenden lokal von Sylvinschmitzen begleitete Kainitlinse erschloß, deren Be-

[1]) Prof. Niedźwiedzki bemerkte in seiner Arbeit vom Jahre 1891: „Es ist nicht gut tunlich, diese Kainitpartie (der Südostgrube) etwa als reduzierte Fortsetzung des untergetauchten Kainitlagers anzunehmen, denn ein Zusammenhang könnte da nur vermittels einer knieförmigen Einbiegung quer durch die Salztonschichten statthaben, deren Annahme etwas unwahrscheinlich ist. Immerhin muß man dies als eine Möglichkeit im Auge behalten, deren Eintreten es tunlich machen würde, das Kałuszer Kalisalzvorkommen als ein einziges Lager zusammenzufassen, welches im Nordwesten aus Kainit, im Südosten ganz vorwaltend aus Sylvin zusammengesetzt erscheinen würde."

schaffenheit völlig mit jener des Hauptkörpers stimmt. Am ersten Horizont trifft man in entsprechender Position nur einen Sylvinschmitz an, was als interessanter Hinweis auf die Möglichkeit vikariierenden Auftretens der beiden Salze Erwähnung verdient.

2. Das untere Sylvinlager der südwestlichen Grubenabteilung.

Eine weitere unerwartete Modifikation des bisherigen Lagerungsbildes der Kałuszer Lagerstätten ergab sich durch die Resultate einer im südwestlichen Salinenterrain bis 400·8 *m* niedergebrachten Bohrung, deren günstiges Ergebnis zum Abteufen des 270 *m* tiefen „Neuen Schachtes" führte. Der Tagkranz des letzteren liegt in gleicher Höhe mit jenem des Schachtes Nr. IV und ist in fast genau südwestlicher Richtung 235 *m* von letzterem entfernt.

Die von Prof. Niedźwiedzki im „Kosmos" 1910 zur Publikation gebrachten Profildaten weichen in einigen, allerdings nicht wesentlichen Details von den Eintragungen in den mir gezeigten Profilen der Salinenverwaltung ab, ich gebe daher zum Vergleiche beide nebeneinander wieder:

Profil im Neuen Schachte, 235 m SW vom Schacht Nr. IV.

Nach den Eintragungen der Salinenverwaltung	Meter	Meter	Nach Prof. Niedźwiedzki
Humusdecke, gipsführende Hangendtone mit zerrissenen Sandsteinpartien	0—107	0—127	Gipsführende Hangendtone.
Salztone, mit Sandsteineinlagerung in 123 bis 127 *m* Tiefe	107—135	127—135	Salzton.
{Kalireicher Salzton . .	135—142	135—142	Sylvinführende Zone der SO-Grube.
{ Sylvinit	142—142·5		
Salzton	142·5—154·3	142—153	Salzton.
{Kainit (= Haupt-Kainitlinse) . . .	154·3—155·1	153—ca. 156	Kainitzone.
{ Kalireicher Salzton . .	155·1—156·3		
Salzton mit *NaCl*-Gehalt bis 66% (= Zone der Laugwerke in den ob. Horizonten der Saline)	156·3—234	156—237	Salzton.
Unteres Sylvinlager .	234—252	237—250	Unteres Sylvinlager.
{Armer Salzton, einige Meter sandigglimmeriger Schieferletten	bis 270	bis 270	{Salzton mit geringem Sylvingehalt. Grünlicher Schieferton mit geringem Salzgehalt.}

In der benachbarten Bohrung, deren Ausführung der Anlage des Schachtes vorhergegangen war, hatte man das untere Sylvinlager in der Tiefe 257·5—265·5 *m* durchstoßen. Darunter traf man 4·2 *m*

Salzton mit 3% $NaCl$, dann 20·3 *m* schlüpfrige Letten, 0·4 *m* Sandstein und schließlich bis zur 400·8 *m* tiefen Bohrlochsohle salzfreie, etwas sandige Schiefertone mit kleinen Anhydritnestern.

Im neuen Schachte zeigte das seither auch durch eine Strecke in 230 *m* Tiefe aufgeschlossene untere Sylvinlager, das ich hier genau besichtigen konnte, ein Einfallen von 37° nach SW und wies nach den amtlichen Aufzeichnungen folgende Zusammensetzung auf:

	Unlöslicher Rückstand	KCl	$NaCl$	$CaSO_4$	$MgSO_4$
Obere Partie, 234 bis 246 *m*	16·70%	45·77	28·75	3·64	4·74
Untere Partie, 246 bis 252 *m*	25·06%	24·02	37·25	7·53	5·51

Der mittlere Gehalt an KCl entspricht also ungefähr der von Niedźwiedzki zuerst mitgeteilten Ziffer von 39% (= etwa 24% K_2O) Ca 4 *m* (nach Niedźwiedzki nur 2·2 *m*) über dem Hauptlager ist dem Salzton noch eine etwa 1 *m* mächtige, sehr reine Lage von großkristallinem, weißen Sylvin eingeschaltet, die aber nur lokal entwickelt sein dürfte.

Sie enthält, bei 130° getrocknet, nach einer im I. chemischen Laboratorium der Lemberger Universität ausgeführten Analyse (zitiert nach Niedźwiedzki 1912):

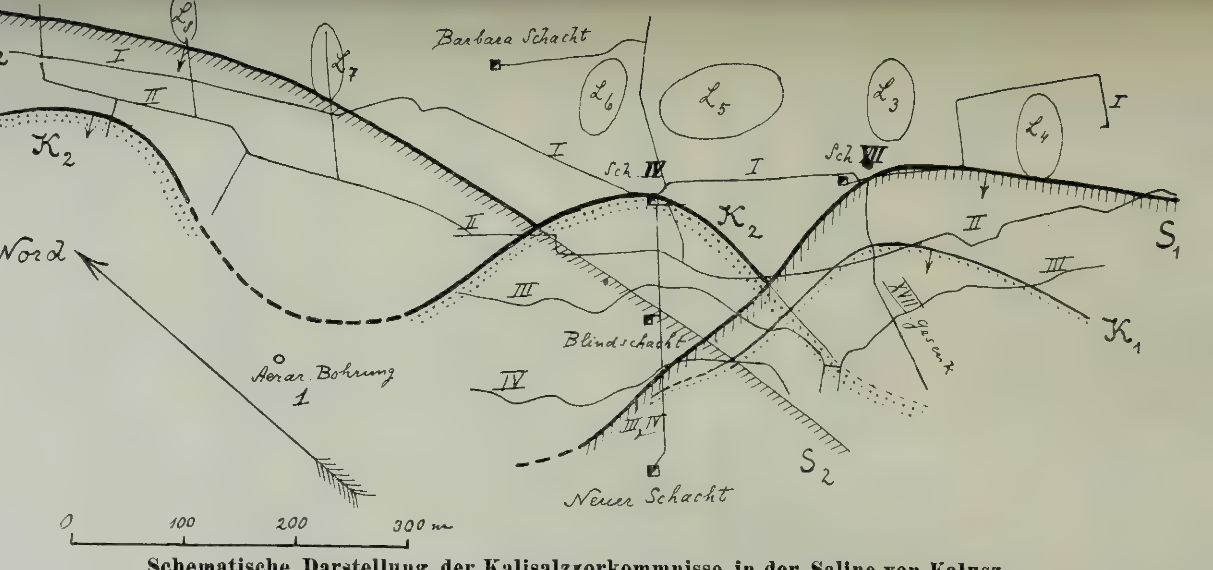
	Prozent
KCl	61·34
$NaCl$	22·24
$CaSO_4$	3·58
H_2O	0·81
Unlöslicher Rückstand	11·67

Das mächtige Sylvinlager des Neuen Schachtes befindet sich, wie aus den obigen Profilen hervorgeht, sehr nahe dem Liegenden des ganzen Haselgebirges und ist von der Kainitzone durch rund 80 *m* (wahre Mächtigkeit etwa 65 *m*) Salzton getrennt.

Prof. Niedźwiedzki faßt es daher als ein selbständiges, wahrscheinlich auch vom Liegendsylvin der Nordwestgrube verschiedenes Vorkommen auf, denn der letztere wird trotz seiner Lage unter dem Kainit noch immer von ziemlich mächtigem salzreichen Haselgebirge unterlagert, in welchem Laugwerke angelegt sind.

Die oberen Horizonte der Saline haben im östlichen Grubenabschnitte bisher nirgends einen Liegendsylvin erschlossen, obwohl mehrere Schläge das Haselgebirge der Laugwerkszone bis nahe zur Liegendgrenze queren; nur durch einen nordöstlich vom neuen Schacht abgeteuften Blindschacht wurden unter dem IV. Horizont in 155 *m* Tiefe sylvinitische Salztonlagen getroffen, welche vielleicht dem Liegendzug der SW-Grube angehören, obwohl der Abstand zwischen ihnen und dem leitenden Kainitzug bedeutend geringer ist.

Fig. 1.



Schematische Darstellung der Kalisalzvorkommnisse in der Saline von Kalusz.

Die Schächte und Strecken sind nach der von Prof. Niedżwiedzki 1912 gegebenen Skizze eingetragen, wobei zur leichteren Orientierung im II., IV. und V. Horizont nur jene Streichstrecken angegeben sind, die der Kalizone folgen.

S_1 = beiläufige obere Verbreitungsgrenze des Hangendsylvins der Südostgrube.
K_1 = „ „ „ der Einschaltung von Kainit in S_1.
K_2 = „ „ „ des Hauptkainitkörpers.
S_2 = „ „ „ des Liegendsylvins der Nordwest- und Südwestgrube.

Wo eine dieser Linsen unter eine andere taucht, ist die schematische obere Grenzlinie dünn gezeichnet.

L_3—L_8 = Laugwerke im II. Horizont.

Höhenlage der Grubenetagen:

I. Horizont	= 48·2 *m*	unter dem Tagkranze des Schachtes IV.
II. „	= 76·6 *m*	„ „ „ „ „ „
III. „	= 108·4 *m*	„ „ „ „ „ „
IV. „	= 138 *m*	„ „ „ „ „ „
Begonnener V. „	= 233 *m*	„ „ „ „ „ „

Die Seehöhen des Schachtes IV (Tagkranz), des Neuen Schachtes, der ärarischen Bohrung I und Bohrung I der Gewerkschaft „Kali“ sind praktisch fast gleichzusetzen.

Besonders interessant ist es, daß eine 370 *m* SSW vom Neuen Schacht abgeteufte spätere Bohrung I der Gewerkschaft „Kali" den Liegendsylvin gleichfalls antraf.

Die Hauptresultate sind nach dem mir in liebenswürdiger Weise zur Einsicht vorgelegten Profil folgende:

0·0— 2·0 *m*	Humus.	
2·0— 11·5 *m*	Schotter.	
11·5— 78·2 *m*	grauer Letten ohne Salz, mit Gipsschmitzen	gipsführende Hangendtone.
78·2—148·0 *m*	grauer Ton, trocken, locker, mit Gipspartien, bis 1 % *NaCl*	
148·0—195·6 *m*	grauer armer Salzton mit Kalispuren.	
195·6—472·5 *m*	reicher Salzton mit Kalispuren in verschiedenen Schichten, besonders in 224 *m* Tiefe. Anhydritschmitzen in 396 und 401 *m* Tiefe.	
472·5—473·1 *m*	Sylvin (= Liegendsylvin des Neuen Schachtes).	
473·1—503·4 *m*	lockere rote Schiefertone mit Gipsadern und Rutschstreifen.	
503·4—504·85 *m*	Sandsteinplatte (vgl. die ca. 25 *m* unter dem Sylvin angetroffene Sandsteinplatte in der Bohrung beim Neuen Schacht).	

Darunter vorwiegend graue glimmerige Schiefertone, Tonmergel und Sandsteine, lokal mit Gasausströmungen.

In einer Tiefe von 498—499·8 *m* fand man in den glimmerigen grauen Schiefertonen kohlige Pflanzenspuren und Conchylienschalen (vgl. pag. 181).

Tektonische Erscheinungen im Kaluszer Salzgebirge.

Auf Grund der gegenwärtigen Aufschlüsse kennt man also Einschaltungen von Kalisalzen in sehr verschiedenen Teilen des Haselgebirges von Kałusz und kann unter bloßer Berücksichtigung des tatsächlichen Befundes folgende von Prof. Niedźwiedzki ausgeschiedene Zonen feststellen:

1. Hangendsylvin der Südostgrube.

2. Kainitzone der zentralen und nordwestlichen Grubenpartie.

3. Sylvin der Nordwestgrube, im Liegenden des Kainits, aber noch im Hangenden der salzreichen Tone.

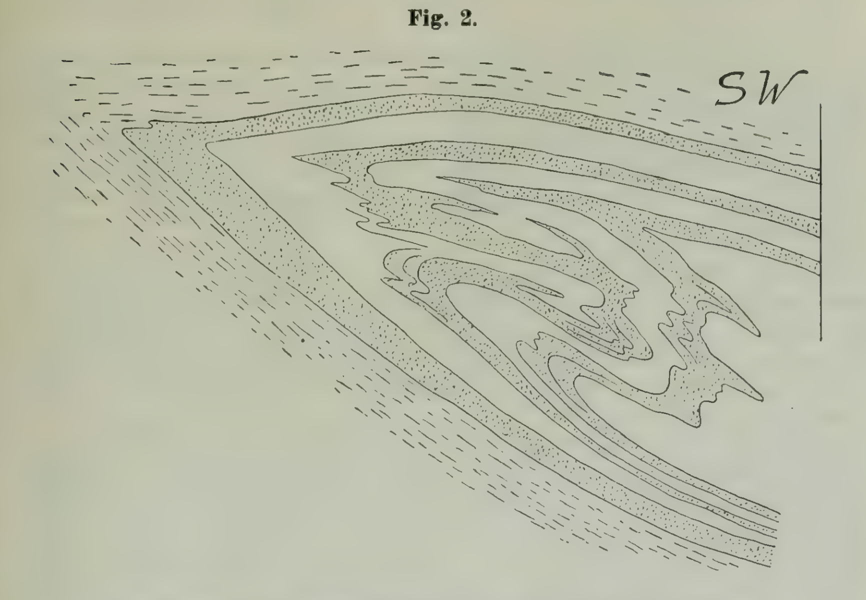
4. Unterer Sylvin des Neuen Schachtes nahe dem Liegenden des ganzen Haselgebirges.

Obgleich auch in den klassischen Kalisalzlagern des deutschen Zechsteins die sogenannten „Abraum"salze nicht immer entsprechend dem Typus Staßfurt einen geschlossenen Komplex im Hangenden einer mächtigen unteren Anhydrit- und Salzgruppe darstellen, sondern mit-

unter getrennte Einschaltungen innerhalb des Haselgebirges bilden[1]), ist doch ihre Erscheinungsform in Kałusz besonders seit der Entdeckung des „Liegend"-Sylvins der Südwestgrube so eigenartig, daß man sich im Hinblick auf die geologischen Verhältnisse des Karpathenvorlandes die Frage vorlegen muß, ob nicht diese Anomalien wenigstens zum Teil auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind. Tatsächlich liefern die Grubenaufschlüsse genug Anhaltspunkte, um die Berechtigung dieser Frage darzutun.

1. Als Beispiel für eine intensive Faltung im salzführenden Gebirge von Kałusz erscheint mir von besonderer Wichtigkeit ein

Fig. 2.



Ostwand der Abbaukammer IV im III. Horizont, Kałusz.

Länge der dargestellten Partie zirka 6—7 *m*.

Punktiert sind die hellen Kainitzonen, weiß gelassen die grauen mehr mit Salzton vermengten Lagen, gestrichelt die Salztone des Hangenden und Liegenden.

Aufschlußbild, das ich am 19. April v. J. gelegentlich einer zweiten Befahrung des III. Horizonts am östlichen Ulm der schräg im Lager ansteigenden Abbaukammer IV beobachten konnte. Der hier in senkrechter Wand geschnittene östliche Teil der großen Kainitlinse besteht aus einem feinstreifigen Wechsel dunklerer tonreicher mit hellen reineren Lagen und zeigt sehr deutlich den Bau eines nach Nordosten überkippten und geschlossenen Sattels, in welchem besonders

[1]) Vgl. z. B. Dr. Kurt Beck, Petrographisch-geologische Untersuchungen des Salzgebirges an der oberen Aller im Vergleich mit dem Staßfurter und Hannoverischen Lagerstättentypus. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1911, pag. 289 ff., besonders pag. 299.

die inneren Bänder durch scharf ausgezogene, förmlich geflossen erscheinende Detailfalten auffallen, während die äußeren Lagen mit einem einfachen Knie aus dem äußerst flach liegenden Hangendschenkel in den etwa 40° SW fallenden Liegendschenkel umbiegen. Hangend- und Liegendsalzton dieses keilförmigen Kainitsattels vereinigen sich im oberen Teil der Abbaukammer völlig bruchlos miteinander.

Daß an dieser Stelle die bekannte Linsenform des Kainitkörpers nicht mit der Art der Ablagerung, sondern mit der Tektonik einer überfalteten plastischen Schichtgruppe zusammenhängt, erscheint mir völlig klar.

Ein analoges, nur in untergeordneten Einzelheiten abweichendes Faltenbild läßt sich am anderen Ulm der 6 *m* breiten Abbaukammer wahrnehmen, ebenso konnte ich in westlicher gelegenen Querschnitten (zum Beispiel Abbaukammer IX) ähnliche Bilder nach Norden überschlagener Falten deutlich sehen, obwohl die Zeit zu einer systematischen Verfolgung des interessanten Phänomens leider nicht ausreichte [1]).

2. Für den Faltenbau zwar nicht beweisend, aber mit ihm in ausgezeichneter Übereinstimmung ist die Tatsache, daß man im II. Horizont das keilförmig zugeschärfte, schließlich nur mehr zirka $^1/_2$ *m* mächtige Westende der Kainitlinse sowohl im Hangenden als auch im Liegenden deutlich von einer mehrere Zentimeter starken Anhydritschnur begleitet sieht.

Herr Ing. Majewski teilte mir, als ich ihm gegenüber auf Grund der erwähnten Beobachtungen meine Ansicht von der Überfaltung der Kainitzone aussprach, noch in der Grube mit, daß auch im III. Horizont die gleichen Verhältnisse in mehreren Abbaukammern zu beobachten sind und konnte mir eine derartige Stelle zeigen. Auch Prof. Niedźwiedzki bemerkt in seiner Arbeit 1912: „Fast konstant wird der Kainit sowohl im Hangenden als auch im Liegenden begleitet von einer 1—3 *cm* dicken, oft gekrümmten und zerfetzten Platte von dichtem Anhydrit, welche natürlich auf den Streckenwänden als ein schmales Band erscheint. Selbe setzt auch bei stärkster Vertaubung des Kainitlagers fort und hilft dann dessen Verlauf verfolgen.“

3. Einen sehr wichtigen Beitrag zur Lösung der Frage erblicke ich auch im Ergebnis einer 360 *m* NNW vom Neuen Schachte entfernten, also im Einfallenden der nordwestlichen Sylvinstrecken ausgeführten Bohrung (ärarische Bohrung I), deren Resultate meines Wissens nicht verwertet sind.

---

[1]) Prof. Niedźwiedzki schreibt 1912 über das Kainitlager: „Gewöhnlich tritt in ihm eine unvollkommen schichtige Struktur zum Vorschein, oft nicht geradlinig, sondern mehr oder weniger wellig, hie und da gekrümmt, ja auch fast konzentrisch schalig.“

Vielleicht bezieht sich die letztere Bemerkung auf einen Teil der oben erwähnten Aufschlußbilder.

0·0—142·0 *m* Quartärschotter, grauer Letten und Schiefertone (= gipsführende Hangendtone des Neuen Schachtes etc.).
142·0—152·0 *m* Salzton mit 15% *NaCl*.
152·0—182·0 *m* Salzton mit Kalisalzen.
182·0—250·0 *m* Salzton mit 15% *NaCl*.
250·0—272·5 *m* grauer Schieferton mit Gips.
272·5—317·0 *m* Salzton mit 5·2% *NaCl*.
317·0—378·6 *m* grauer Schieferton mit Gips.
378·6—414·8 *m* Salzton ohne Salz.
414·8—416·0 *m* „Schotter“ (?).
416·0—450·9 *m* Salzton.

Auf ein Profil eingetragen kommt die kaliführende Region (152—182 *m*) genau in das Einfallende der Kainit-Sylvinzone der nordwestlichen Grubenabteilung. Über ihre Beschaffenheit gab das Bohrloch keinen Aufschluß, da nur mit *NaCl*-Spülung gearbeitet wurde und dadurch jedenfalls ein Teil der leicht löslichen Kalisalze vom Spülwasser ausgelaugt wurde. Erwägt man, daß in allen bekannten Profilen der Kałuszer Grube die gipsführenden Tone das bezeichnende Hangendgestein darstellen, so ist ihr zweimaliges Auftreten im Liegenden des kaliführenden Haselgebirges entschieden geeignet, die bereits durch das Verhalten des Kainitkörpers nahegerückte Annahme einer intensiven, überkippten Faltung ganz wesentlich zu stützen. Das Profil der Nordwestgrube ist unter diesem Gesichtspunkt etwa nach dem in Fig. 3 dargestellten Schema zu deuten.

4. Das bereits erwähnte Bohrloch I der Kaligesellschaft hat zwischen den Hangendtonen und den gleichfalls als gipsführend bezeichneten roten Liegendtonen das Salzgebirge in einer scheinbaren Mächtigkeit von 325 *m* durchfahren, während in dem 370 *m* weiter nordöstlich gelegenen Profil des Neuen Schachtes auf die gleiche Region nur 150 *m* — bei Annahme der von Prof. Niedźwiedzki vorgenommenen Abtrennung einer salzfreien oberen Zone des Haselgebirges sogar kaum 130 *m* — entfallen.

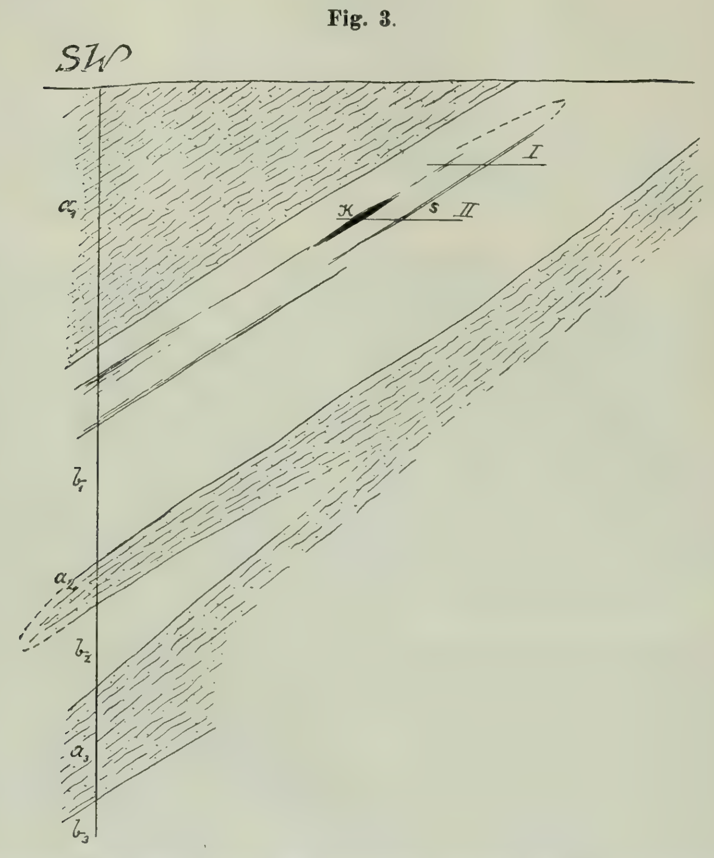
Eine derartig rasche Zunahme in den Neigungsverhältnissen, daß sie genügen würde, diese gewaltige Differenz zu erklären, ist bei den Kałuszer Verhältnissen ausgeschlossen, besonders da die seichte Lage der Hangendgrenze des Haselgebirges im erwähnten Bohrloche gerade eine zunehmende Verflachung des Fallwinkels beweist, wie sie ja auch im Grubenbau deutlich konstatiert wurde.

Anderseits wäre eine rasche Veränderung der Ablagerungsmächtigkeit bei einem so homogenen Sediment, wie es die dortigen Salztone sind, nicht wahrscheinlich. Hingegen ist bei Annahme überkippter Faltung die Verbreiterung mit zunehmender Entfernung vom Antiklinalknie, also in der Richtung gegen Südwest, etwas nahezu Selbstverständliches. Unbedingt halte ich die große Mächtigkeitszunahme in der Fallrichtung des Haselgebirges für eine sekundäre, tektonisch veranlaßte Erscheinung.

Das Profil des Neuen Schachtes ist gleichfalls geeignet, diese Annahme zu unterstützen, da die oberen kalisalzführenden Lagen

nahezu horizontal liegen, während der liegende Teil des Haselgebirges samt dem unteren Sylvinitlager mit einem Winkel von ungefähr 37° gegen SW einfällt.

Fig. 3.



Theoretisches Profil durch das ärarische Bohrloch Nr. 1 und die nordwestliche Abteilung der Grube von Kalusz.

Maßstab für Höhe und Länge = zirka 1:4000.

a_1 = graue Letten und Schiefertone (= gipsführende Hangendschichten).
b_1 = Salzton mit 15% *NaCl* und Einlagerungen von Kalisalzen. (*K* = Kainit-, *S* = Sylvinlager der nordwestlichen Strecken.)
a_2 = grauer Schieferton mit Gips.
b_2 = Salzton mit wenig Salz.
a_3 = grauer Schieferton mit Gips.
b_3 = Salzton.
I und II = I. und II. Grubenhorizont.

5. Daß starke Bewegungen stattgefunden haben, deren Wirkungen im allgemeinen nur durch die plastische Anpassung der Salztone an die herrschenden Druckverhältnisse verschleiert sind, wird ferner be-

stätigt durch die von Herrn Grubenverwalter Turkiewicz beim Abteufen des Neuen Schachtes gemachte Beobachtung, daß die im gipsführenden Hangendton eingeschalteten Sandsteinbänke zerrissen sind und oft als förmliches Riesenblockwerk in der nachgiebigen Masse schwimmen.

Wo ich den Hangendton in der Grube beobachten konnte, ist er durch zahlreiche Druckflächen in einen schlüpfrigen, von einem Gewirre sekundär auskristallisierter Gipslamellen durchzogenen Schieferletten verwandelt.

6. Am östlichen Ende der Sylvinzone im II. Horizont sieht man das Lager durch eine ca. 70° südfallende Rutschfläche gegen die stark zerdrückten, gipsführenden Hangendschiefertone begrenzt. Die noch in einem weiter westlich getriebenen Querschlag mit bedeutender Mächtigkeit zwischen Sylvinit und Gipston durchstreichenden Salztone sind hier verschwunden, also jedenfalls durch die erwähnte Störungsfläche abgeschnitten. Ein kurzer, in geringer Entfernung vom östlichen Ende der Strecke gegen Nord geführter Liegendschlag tritt aus dem hier ziemlich flach wellig gelagerten Sylvin wiederum in zerquetschte gipsführende Tone ein, die sich vom Dach in die Sohle der Strecke herabziehen, also den Sylvin auch auf der Nordseite begrenzen.

Da diese Stelle bereits in die auf den Grubenkarten eingetragene, durch westlicher gelegene Querschläge angetroffene untere Grenzlinie des Salzgebirges fällt, gewinnt man den Eindruck, daß sich Hangend- und Liegendton hier vereinigen. Freilich könnte es sich in diesem Falle auch um eine bloße Verdrückung der Lagerstätte und eine dadurch bewirkte scheinbare Verschmelzung von echtem Hangenden mit echtem Liegenden handeln. Jedenfalls taucht die obere Grenzlinie der Sylvinlinse gegen Osten tiefer, womit sich der Mißerfolg der in dieser Richtung getriebenen Untersuchungsstrecke im zweiten Horizont erklärt.

Bei der großen Bedeutung, welche der stratigraphischen Beziehung zwischen Hangend- und Liegendtonen für die tektonische Deutung der Kałuszer Lagerstätte zufällt, ist es mißlich, daß für eine sichere Erledigung dieser Frage das vorliegende Material trotz der neuen Daten nicht ausreicht.

Im westlichen Grubenteil zeigen die Angaben über die ärarische Bohrung Nr. I sehr auffallende Übereinstimmung dieser Komplexe, da beide als gipsführende Schiefertone bezeichnet werden.

Der vom Neuen Schacht in 230 *m* Tiefe gegen Osten getriebene Querschlag zeigt im Liegenden des unteren Sylvin ohne scharfe Grenze ein graues, von schmalen roten Sylvinschmitzen durchzogenes Haselgebirge, hierauf eine wenige Meter starke Zone schwach salzführender Tone und schließlich grauen, noch etwas salzig schmeckenden Schieferton mit rötlichen sandigen Linsen. Diese von zahlreichen glänzenden Druckflächen durchzogenen Liegendschichten weisen dünne Salz- und Gipsadern auf. Sie müssen entschieden den im Bohrloche I der Kaligesellschaft zwischen 473 und 503 *m* angetroffenen gipsführenden roten Tonen parallelisiert werden, besonders da auch die dort erwähnte Sandsteinplatte vorhanden ist. In den tieferen Partien des

Liegendgebirges werden von Niedźwiedzki kleinere Anhydritnester angegeben.

Irgendein greifbarer petrographischer Unterschied zwischen Hangend- und Liegendschichten scheint nirgends vorhanden zu sein, da beide vorwiegend aus grauen und rötlichen Schiefertonen mit Sandsteineinlagerungen bestehen. Tietze schreibt bezüglich der auch an anderen Stellen der subkarpathischen Miocänzone oft angeführten roten oder bunten Tone ausdrücklich: „Bei Kałusz existieren dergleichen aber sicher im Hangenden der salzführenden Bildung, während freilich, wie früher erwähnt wurde, nach einer älteren Angabe auch als Liegendes dieser Bildung solche Tone vorkommen sollen". (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 118.)

Tatsächlich wurde auch mir in der Salinenverwaltung mitgeteilt, daß ein Liegendschlag am II. Horizont unter dem Haselgebirge rote Schieferletten mit Gips antraf und daß die gleichen Schichten in analoger Stellung am ersten Horizont beobachtet wurden.

Gewiß bedeutet bei der monotonen Ausbildung der subkarpathischen Tertiärbildungen petrographische Analogie noch nicht stratigraphische Identität, aber zusammengehalten mit den übrigen Erscheinungen muß sie jedenfalls beachtet werden. Daß in dem so stark gestörten und häufig wasserführenden[1]) Hangendgestein niemals Anhydrit, sondern nur Gips, meist in regelloser Verteilung auftritt, braucht keinen ursprünglichen Unterschied zu bedeuten.

Nachdem ich bereits bei der zweiten Grubenbefahrung gegenüber den Herren Ing. Majewski und Gawronski auf Grund der Lagerungsverhältnisse in der Kainitregion die Frage der Faltenüberkippung aufgeworfen hatte, bekam ich im Lemberger Bureau der Kaligesellschaft fossilführende Bohrkerne aus den Liegendtonen (Tiefe 498—499·8 *m* ihres Bohrloches I) zu Gesicht.

Eine Anzahl von Proben aus diesem Horizont waren an das geologische Institut der Universität Lemberg eingesendet worden, wo sie Dr. W. von Friedberg einer Bestimmung unterzog. Er führt folgende Arten an:

Ervilia pusilla Phil., einige Exemplare
Cardium vindobonense Partsch, ein Exemplar
" *aff. hispidum Eichw.*
Pecten sp., vielleicht *Pecten Koheni Fuchs*

und schreibt weiter:

„Die angeführten Arten erlauben einen sicheren Schluß, daß die sie enthaltenden Tone jünger als Burdigalien (untermiocän) sind. Ich habe zwar bis jetzt kein Profil der Bohrung bekommen, es wurde mir aber mitgeteilt, daß die in der Tiefe von 500 *m* angebohrten Tone unter Kalisalzlagen liegen. Da wir keinen Grund zur Annahme haben, daß die Fossilien enthaltenden Tone überkippt sind, müssen wir nicht nur ihnen, sondern auch der darüberliegenden Salzformation ein jung-

[1]) Vgl. E. Tietze, Jahrb. 1893, pag. 97.

miocänes Alter zuschreiben." („Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 385[1]).

Ich habe kein Urteil über die stratigraphische Stellung der galizischen Salzformation, die man im allgemeinen als Äquivalent des zwischen die zweite und erste Mediterranstufe gestellten „Schlier" bezeichnet. Aus der Mitteilung von W. v. Friedberg und speziell aus der Klausel: „da wir keinen Grund zur Annahme haben, daß die Fossilien enthaltenden Tone überkippt sind" entnehme ich aber, daß die Fauna dieser im Bohrprofil als gipsführend bezeichneten Tone ganz gut dem stratigraphischen Hangenden des Salzgebirges entstammen könnte und jedenfalls auf keinen alten Horizont der subkarpathischen Tertiärformation hinweist, wie es die im sicheren Liegenden des Salzgebirges zu erwartenden „Dobrotower" Schichten sind.

Wichtig erscheint mir ferner die Tatsache, daß in Rumänien die Bänke mit *Ervilia pusilla* das Hangende der Salzformation charakterisieren und von den dortigen Geologen an die Grenze zwischen II. Mediterranstufe und sarmatischen Schichten gestellt werden. (G. M. Murgoci, Tertiary Formations of Oltenia with regard to salt, petroleum and mineral springs. Journal of Geology, vol. XIII, Chicago 1905, pag. 686, 693.)

Eine endgültige Entscheidung über die stratigraphische Identität oder Verschiedenheit der Kałuszer Liegend- und Hangendtone wird allerdings erst möglich sein, wenn auch aus den letzteren Fossilfunde vorliegen werden.

Vorderhand spricht der paläontologische Befund nach meiner Ansicht für jene tektonischen Schlußfolgerungen, zu denen mich die Lagerungsverhältnisse des dortigen Salzgebirges geführt haben.

Vermutliche Tektonik der Kainit- und Sylvinlager.

Zur Orientierung über das gegenwärtige Verhalten der einzelnen Kalisalzkörper eignet sich am besten die bereits im einleitenden Teile besprochene zentrale Kainitlinse, welcher nach den von mir gesehenen Aufschlüssen im III. Horizont der Bau einer liegenden Falte zukommt. Die Scheitelregion der letzteren liegt am höchsten, nämlich etwas über dem ersten Horizont, in der Umgebung des Schachtes IV und sinkt dann sowohl gegen NW als auch SO allmählich herab. In der Nordwestgrube kann man die im Hangendschlag des II. Horizontes angetroffene westliche Kainitlinse durch das Wiederemportauchen dieses Faltenscheitels erklären. In der Südostgrube hingegen sinkt letzterer tiefer, so daß er am III. Horizont etwa 200 *m* südlich vom IV. Schacht liegt und gegen den IV. Horizont noch weiterhin schräg hinabsteigt.

[1]) Auch V. Hilber, Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, stellte die mit den podolischen Gipsen vergesellschafteten Ervilienschichten in die zweite Mediterranstufe, pag. 306 u. 307.

Schon im III., noch deutlicher aber im IV. Horizont und im Neuen Schacht zieht sich über den östlichen Teil des großen Kainitkörpers als schmale Bank der letzte Ausläufer des Hangendsylvins, welcher nun gegen Osten rasch emporsteigt und an Mächtigkeit zunimmt. Die im XVII. Gesenk vom II. bis unter den III. Horizont sichtbare Kainiteinschaltung innerhalb des Sylvinlagers ist nicht kurzweg als Fortsetzung der Hauptlinse zu betrachten, da sie am IV. Horizont und im Neuen Schacht ganz deutlich deren Hangendes bildet. Trotzdem scheint aber eine enge Wechselbeziehung in dem Sinne zu bestehen, daß in jener Region, wo die Ablösung des zentralen Kainitkörpers durch den östlichen Sylvin erfolgt, ein Alternieren der beiden genannten Bänder stattfindet.

Die hangende Kainit-Sylvinzone liegt am IV. Horizont zum Teil beträchtlich mehr als 10 *m* über dem Hauptkainit, während nach Prof. Niedźwiedzki am III. Horizont der Abstand nur mehr 3—5 *m* beträgt. Es könnte nicht auffallen, wenn die trennende Salztonlage nach Osten und zugleich nach oben ganz auskeilt, so daß von da ab die Sylvinzone mit dem eingeschalteten Kainit die fazielle Vertretung des zentralen Kainitkörpers darstellen würde. Vielleicht gehört der am XVII. Gesenk aufgeschlossene und ober dem II. Horizont rasch auskeilende Kainitstreifen inmitten des Sylvins sogar zum Kern der liegenden Falte, womit das von Waibla gezeichnete Profil des XVII. Gesenkes schön übereinstimmen würde.

Wir könnten so den Kainit und den östlichen Sylvinzug als eine zusammengehörige Kalisalzzone auffassen, welche sich in den tieferen Horizonten durch Einschiebung von Salzton spaltet, wobei der Sylvin, so weit er überhaupt reicht, die Oberbank darstellt.

Vergleichen wir aber mit diesem Lagerungsbild des IV. Horizonts und des Neuen Schachtes die Aufschlüsse in anderen Teilen der Grube, dann liegt angesichts der Tatsache einer überkippten, enggepreßten Faltung im Kalisalzkörper der östlichen Region die Schlußfolgerung sehr nahe, daß der „Liegendsylvin" unter dem Kainitkörper der nordwestlichen Strecken nichts anderes ist als ein Stück des überkippten Gegenflügels zum Hangendsylvin der Südostgrube.

Da Gebilde wie die Salztone bei einigermaßen intensiver Faltung in sehr hohem Grade deformierbar sind, kann es nicht Verwunderung erregen, wenn in ihnen einzelne Schichten, wie es zum Beispiel bei den kaliführenden Lagen deutlich ist, nicht nur in ihrem gegenseitigen Abstand wechseln, sondern auf weite Strecken, einmal im Hangend-, ein andermal im Liegendschenkel zerrissen oder abgeschnürt sind, ohne daß die Spur einer Ablösungsfläche sichtbar wird. Auch die kleinen Detailfalten des Kainits lassen derartige Erscheinungen beobachten. Die ganze Masse der Kałuszer Salztone ist ja an sich eine förmliche Breccie, deren zahllose Klüfte durch das bewegliche, leicht umkristallisierende Salz ausgefüllt sind.

Die im Sylvin der Südostgrube auffallende perlschnurartige Aneinanderreihung der durch ärmere, tonige Lagerabschnitte voneinander getrennten bauwürdigen Linsen muß ich als Begleiterscheinung von

Bewegungen im Salzgebirge auffassen, da die großkristallinische Ausbildung und größere Reinheit der reichsten, meist durch Mitvorkommen von blauem Steinsalz ausgezeichneten Nester, ihre mitunter fast drusenartige Anordnung, die mir besonders in einzelnen Partien des unteren Lagers am Neuen Schacht auffiel, eine Stoffwanderung aus stärker gequetschten gegen mehr gelockerte Striche wahrscheinlich macht.

Man wird vielleicht die große Trockenheit der Salztone als Argument gegen derartige Umlagerungsvorgänge einwenden; ich glaube aber, daß dazu sehr geringe Feuchtigkeitsmengen genügen, die leicht zur Verfügung standen, da ein beträchtlicher Teil der primären Abraumsalze nicht nur reich an Kristallwasser, sondern auch in hohem Grade hygroskopisch ist.

Kainit und Sylvin sind nach den Erfahrungen in den deutschen Kaligruben als häufige Umsetzungsprodukte carnallitisch-kieseritischer Primärsalze bekannt und es fehlt in Kałusz wenigstens nicht ganz an Anzeichen derartiger Entstehungsweise. So erwähnt auch Tietze am III. Grubenhorizont als theoretisch interessant zwei getrennte Carnallitvorkommen im Liegendteil des Hauptkainitlagers südöstlich und nordwestlich des Grubenschachtes Hingenau (Jahrb. 1893, pag. 101 und 102), ferner kleine Carnallitvorkommen in einem beiläufig von der Sohle des genannten Schachtes auf 30 *m* tonnlägig abgeteuften Gesenke (Jahrb. 1896, pag. 24).

Bei Annahme sekundärer Entstehung aus Gemischen von Abraumsalzen und Kochsalz würden sich manche Unregelmäßigkeiten des Verhaltens von Salzton, Kainit und Sylvin innerhalb der kaliführenden Zone leichter erklären. Es wäre auch nicht auffallend, wenn die beiden letztgenannten Salze teilweise vikariierend für einander auftreten, da dies in deutschen Kalisalzlagern wiederholt beobachtet wurde, wie schon das allgemein bekannte Staßfurter Profil zeigt.

Für die schwierige Beantwortung der Frage nach der Stellung des neuentdeckten Liegendsylvins der südwestlichen Grubenabteilung könnte dieser Umstand von Bedeutung sein.

Stellt man sich auf den Standpunkt, daß tektonische Wiederholungen in der Kałuszer Lagerstätte vorhanden sind, dann wird man dazugeführt, den in so eigentümlicher Lage, fast unmittelbar am Liegenden der ganzen Salztonablagerung auftretenden unteren Sylvin als Bestandteil eines überkippten Faltenschenkels aufzufassen.

Damit würde auch die anscheinende Anomalie verschwinden, daß der mächtige untere Sylvin des Neuen Schachtes nur von einigen Metern eines sehr armen Salztones (3 % *NaCl*) unterteuft wird, was bei Ablagerungen von Abraumsalzen jedenfalls befremden muß.

Angesichts des starken Mächtigkeitswechsels der Salztone ist es möglich, an eine eventuell durch einzelne Schmitzen hergestellte Verbindung mit dem in der Nordwestgrube am I. und II. Horizont ausgerichteten Lager zu denken, da beide unter Berücksichtigung des Fallwinkels annähernd in die gleiche Linie fallen. Bei dieser Annahme vermißt man natürlich über dem Liegendsylvin des Neuen Schachtes einen inversen Kainitzug und muß sich die Frage vorlegen, ob ein solcher infolge von Verdrückung fehlt oder ob der Sylvin hier die gesamte Kalisalzzone repräsentiert. Groß genug wäre die Mäch-

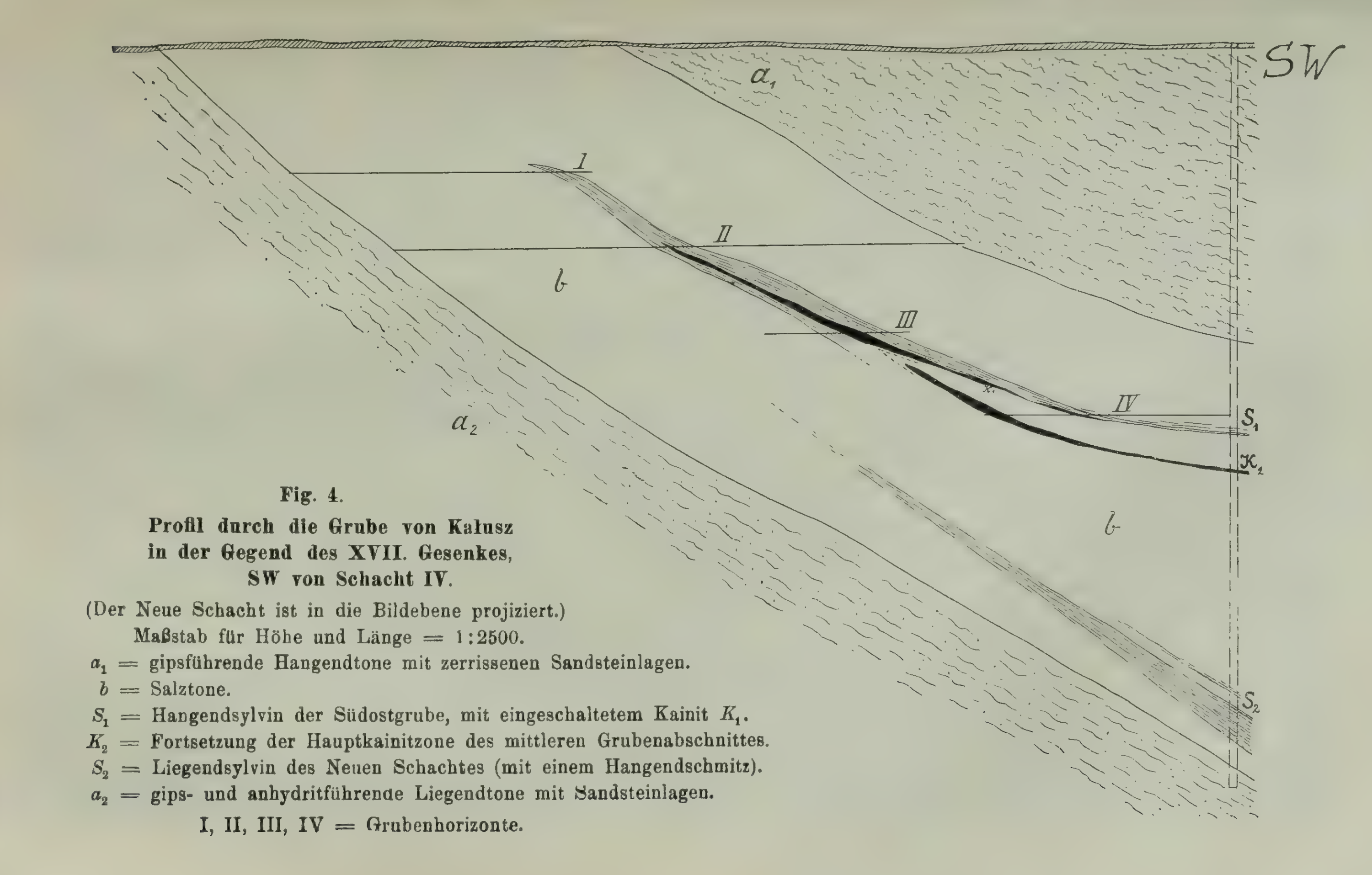


Fig. 4.

Profil durch die Grube von Kalusz in der Gegend des XVII. Gesenkes, SW von Schacht IV.

(Der Neue Schacht ist in die Bildebene projiziert.)

Maßstab für Höhe und Länge = 1:2500.

a_1 = gipsführende Hangendtone mit zerrissenen Sandsteinlagen.
b = Salztone.
S_1 = Hangendsylvin der Südostgrube, mit eingeschaltetem Kainit K_1.
K_2 = Fortsetzung der Hauptkainitzone des mittleren Grubenabschnittes.
S_2 = Liegendsylvin des Neuen Schachtes (mit einem Hangendschmitz).
a_2 = gips- und anhydritführende Liegendtone mit Sandsteinlagen.

I, II, III, IV = Grubenhorizonte.

tigkeit, besonders da 4 *m* über dem ca. 11 *m* mächtigen Hauptvorkommen noch eine 1 *m* starke, grobkristallinische Sylvinitlage (Kristallsylvin) angetroffen wurde. Auch zeigen die amtlichen Analysen im Hauptlager einen Gehalt von 4·78—5·51 % $MgSO_4$, so daß eine stoffliche Beziehung zum Kainit vorhanden ist.

Der Zusammenhang mit dem enggepreßten, liegenden Sattel der oberen Kalizone muß dabei nicht ein unmittelbarer sein, sondern kann durch erneuerte Sattelbildung und Zerreißungen kompliziert werden.

Das Haselgebirge der Laugwerkzone.

Wenn man die Profile vergleicht, welche sich im Neuen Schacht und im Bohrloch I der Kaligesellschaft ergeben haben, so fällt es auf, daß die unmittelbaren Hangendschichten der oberen Kalisalzzone mit den entsprechenden Liegendschichten des unteren Sylvinlagers stoffliche Verwandtschaft zeigen. In beiden Fällen hat man es mit einem wenig mächtigen, geringprozentigen Salzton zu tun, der noch Spuren von Kalisalzen aufweist, während die als trennende Schichtgruppe zwischen den beiden Kalizonen angetroffene Hauptmasse der Salztone durch höheren $NaCl$-Gehalt und wenig KCl ausgezeichnet ist. Daß es sich bei letzteren Schichten um das wahre Liegende der oberen Kalizone handelt, ist völlig klar, gleichgültig, ob man für die Kałuszer Lagerstätte überkippte Faltung oder normale Aufeinanderfolge annimmt.

Schwierig ist hingegen die Frage nach der Stellung jener bis ca. 80 *m* mächtigen, hochprozentigen Salztone, welche in den oberen Horizonten der Saline das Liegendgebirge von der Kalizone trennen und durch eine Reihe von Laugwerken zur Sudsalzgewinnung ausgebeutet werden. Einerseits ist im mittleren Grubenteil durch den III. und IV. Horizont ihr Zusammenhang mit der mächtigen mittleren Salzzone des Neuen Schachtes (156—234 *m*) festgestellt, anderseits gewinnt man aber im Profil der Abbaukammer IV entschieden den Eindruck, daß am Scheitel des überfalteten Kainitsattels eine ununterbrochene Verbindung zwischen ihnen und den Hangendsalztonen besteht.

Man kann sich vorstellen, daß durch Abreißen, beziehungsweise Ausschnürung der Kalizone zwischen der Scheitelregion der Antiklinale und dem unteren Sylvin die Kommunikation zwischen dem jüngeren und dem älteren Salzton hergestellt und dadurch vielleicht ein Materialausgleich[1]) begünstigt wurde. Auch ist der hangende Salzton, wie ein von mir befahrener, aus dem Sylvin bis zum Gipston getriebener, zirka 100 *m* langer Querschlag im östlichen Grubenab-

---

[1]) Damit würde ganz gut stimmen, daß auch das Haselgebirge der Laugwerkzone gewissermaßen mit Schmitzen von Kalisalzen verflößt ist. Trotz sorgfältiger Behandlung enthält das Kałuszer Sudsalz nach Prof. Niedźwiedzki (1912) noch 0·1% Kali.

schnitt (II. Horizont) zeigt, partienweise recht mächtig entwickelt, dabei freilich in seinen oberen Teilen sehr salzarm. Die alten Barbara-Laugwerke sollen aber, wie mir in der Salinenverwaltung mitgeteilt wurde, im Hangendton angelegt gewesen sein, was darauf hinweisen würde, daß auch die letzteren lokal bauwürdiges Haselgebirge enthalten können.

Schlußbemerkungen.

Die obigen Erörterungen kurz zusammenfassend komme ich zur Schlußfolgerung, daß auf Grund der jetzigen Aufschlüsse in der Kałuszer Grube die Existenz bedeutender tektonischer Störungen durch Faltung anzunehmen ist. Besonders unter Berücksichtigung des überfalteten Sattels in der Kainitregion des zentralen Grubengebietes muß ich es als wahrscheinlich bezeichnen, daß der sogenannte Liegendsylvin der nordwestlichen Strecken und der untere Sylvin des Neuen Schachtes zum überkippten Gegenflügel des Hangendsylvins der östlichen Abbaue gehören.

Es gibt Anzeichen, welche darauf hinweisen, daß sich die Überfaltung nicht nur innerhalb des Haselgebirges abgespielt hat, sondern sich auf die ganze Kałuszer Miocänregion erstreckt. Wenigstens sind nicht nur durch die Aufschlüsse des Neuen Schachtes, sondern auch durch die ärarische Bohrung Nr. 1 im westlichen Teil des Salinengebiets Erscheinungen zutage getreten, welche mindestens die Vermutung erlauben, daß die gipsführenden Hangendschichten ein stratigraphisches Äquivalent auch im Liegenden des Salzgebirges haben, wodurch die so auffallende Lage des unteren Sylvins in den tiefsten Schichten des salzführenden Gebirges ihren rätselhaften Charakter verlieren würde.

Allerdings ist eine sichere Entscheidung über diesen und einige andere Punkte noch nicht möglich, aber jedenfalls liegen die Verhältnisse so, daß es notwendig ist, bei einer Besprechung der ostgalizischen Salzzone die berührten tektonischen Probleme zu berücksichtigen[1]). Daß die Funde von Ervilienschichten im Liegenden der Kałuszer Salztone nicht gegen, sondern für die hier vertretene Auffassung sprechen, wurde auf pag. 185 betont.

Bekanntlich zeigen sich Vorkommnisse von Kalisalzen nicht auf die Saline von Kałusz beschränkt, sondern sind in einer langen, über Morszyn, Turzawielka nach Stebnik bei Drohobycz reichenden Zone bekannt.

Eine in den Jahren 1894 und 1895 ausgeführte Bohrung bei Turzawielka ergab nach E. Tietze[2]) umstehendes Resultat:

---

[1]) Vgl. auch die von Prof. D. Stille in den sonst wenig gepreßten „saxonischen" Faltenzonen beobachteten intensiven Überfaltungen des hannoverschen Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1911, pag. 167.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1896.

	Tiefe Meter
1. Dammerde	0—0·4
2. Schotter mit Lehm gemischt	0·4—9·0
3. Gipsführender blauer Ton der Salzformation mit Spuren von Kali- und Magnesiasalzen	9—88·11
4. Reiches Haselgebirge:	
a) im oberen Teil kalifrei	88·11—211·28
b) unterer Teil mit Einlagerungen von Kalisalzen	211·28—289·0
5. Roter Ton mit Zwischenlagen von rotem Sandstein	289—507·0

Das Auffallendste an dem Ergebnis ist die Erscheinung, daß Kalisalze, allerdings immer nur in kleinen Mengen, in zwei durch kalifreies Haselgebirge getrennten Zonen angetroffen wurden, wobei in den unteren Teilen der Schichtfolge nicht nur die Salztonschichten, sondern auch noch die oberen Lagen der Liegendgruppe 5 Beimischungen enthielten. (Vgl. Tietze, l. c. pag. 5.)

Merkwürdig ist ferner, daß an den Tagesaufschlüssen bei Turzawielka auch im Hangenden des Salzgebirges rote und bunte Tone auftreten, welche Tietze den Hangendtonen von Kałusz vergleicht, während er anderseits die Möglichkeit offen läßt, daß sie einem Wiederauftauchen der im unteren Teile des Bohrloches angetroffenen Schichten entsprechen. (l. c. pag. 21.)

Wenn man annehmen dürfte, daß überkippte Faltung vorliegt und daß auch die angetroffenen Liegendtone von Turzawielka stratigraphisch jünger sind als das Haselgebirge, dann würde sich sowohl diese Beziehung als auch die scheinbar ganz anormale Lage der kaliführenden Zonen erklären. Ich muß bemerken, daß Tietze schon 1893 bei Untersuchung der Umgebung von Turzawielka eigenartige Lagerungsverhältnisse fand, welche ihn zur Vermutung drängten, daß in diesen Gebieten Überfaltungen vorkommen (vgl. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 117), nur gestatteten ihm die mangelhaften Tagesaufschlüsse nicht, dieses Problem weiterzuverfolgen.

Es kann kein Zufall sein, daß an so weit voneinander entfernten Punkten innerhalb der gleichen subkarpathischen Tertiärzone derartige Fragen auftauchen und es wäre jedenfalls von Interesse, ihnen bei Ausführung weiterer Arbeiten Aufmerksamkeit zu schenken. Wenn die Linsenform der Kalisalzlager nicht ein primäres Ablagerungsmerkmal, sondern in der Hauptsache eine Begleiterscheinung der Faltung im Haselgebirge ist, dann wird man jedenfalls bei Ausführung weiterer Bohrungen dem Verlaufe der Sattelzonen besondere Aufmerksamkeit schenken müssen.

Bedenkt man, daß nur wenige Kilometer nordöstlich von Kałusz bereits der Rand der podolischen Platte durchzieht, wo über unge-

falteten oberkretazischen Mergeln in geringer Mächtigkeit miocäne, gipsführende, aber salzfreie Schichten (podolische Gipsformation) transgredieren, während im Bereiche der Saline bereits eine so ausgezeichnete Entwicklung der Salzformation mit Abraumsalzen vorhanden ist, dann scheint es, daß der Abstand dieser beiden Entwicklungen in nicht unbeträchtlicher Weise durch Faltenbildung verkürzt worden ist.

Zur Erinnerung an Friedrich Teller.

Von Georg Geyer.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. IX).

Durch das am 10. Jänner d. J. erfolgte Ableben des Chefgeologen Bergrates Dr. Friedrich Teller hat nicht bloß die Geologische Reichsanstalt, sondern auch die österreichische geologische Wissenschaft einen großen Verlust erlitten.

Wenn bereits von verschiedenen Seiten — unter anderem auch von dem gegenwärtigen Direktor unseres Instituts, Herrn Hofrat Dr. Emil Tietze[1]) — die Verdienste hervorgehoben worden sind, die sich der Dahingeschiedene insbesondere um die Geologie der Zentralalpen und Südalpen erworben hatte, wenn ferner auf die große Lücke hingewiesen wurde, die durch den Hingang gerade dieser Arbeitskraft im Kreise unserer Anstalt entstanden ist, so mögen die folgenden Zeilen nicht bloß eine Würdigung der Leistungen F. Tellers während seiner 35jährigen Tätigkeit an der Anstalt sowie eine Aufzählung seiner wissenschaftlichen Arbeiten enthalten, sondern auch dem Gefühle der Trauer Ausdruck verleihen, die sein Hingang im Kreise der Kollegen ausgelöst hat. Alle jene aber, die ihm als Freunde näher gestanden hatten, wurden durch das Ende des von einer tückischen Krankheit Dahingerafften um so tiefer erschüttert, als er sein Leiden schon lange vorausgeahnt hatte und den qualvollen Abschluß seines nur der Arbeit und Pflichterfüllung gewidmeten Lebens noch in letzter Stunde als ein tragisches Geschick empfinden mußte.

Friedrich Teller wurde am 28. August 1852 zu Karlsbad geboren. Er hat nach Absolvierung seiner Gymnasialstudien[2]), auf Grund deren ihm an dem Obergymnasium in Eger das Zeugnis der Reife mit Auszeichnung erteilt wurde, die Universitätsstudien zu Wien an der philosophischen Fakultät im Oktober 1871 begonnen, und zwar in der Absicht, sich dem Lehramt an Mittelschulen speziell für naturhistorische Fächer zu widmen. Außer den hierzu notwendigen, allgemeinen Kollegien über mathematisch-physikalische und beschreibende Naturwissenschaften frequentierte er mit Vorliebe die anatomischen Vorlesungen von Prof. Brühl. Schon im Jahre 1872 wurde F. Teller von diesem Vorstande des zootomischen Instituts der

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1913, Nr. 2, pag. 49.

[2]) Die hier folgenden Daten wurden einer eigenhändigen Aufschreibung des Verstorbenen entnommen und fast wörtlich wiedergegeben.

Universität als Demonstrator erwählt, wobei er reiche Gelegenheit fand, seine Kenntnisse in zoologisch-anatomischer Hinsicht zu bereichern.

Angeregt durch die Teilnahme an geologischen Übungsreisen, welche Prof. E. Suess mit seinen Hörern im Jahre 1873 in das Silurgebiet von Böhmen und im Frühjahr 1874 nach Oberitalien unternahm, wendete er sich in der Folge mehr und mehr geologisch-paläontologischen Studien zu. Im Herbst des Jahres 1874, also bald nach Abschluß des philosophischen Trienniums, wurde ihm über Vorschlag des Professors der Geologie an der Wiener Universität Eduard Suess vom hohen Ministerium ein Reisestipendium im Betrage von 600 Gulden verliehen, das ihm Gelegenheit zu seiner ersten geologischen Arbeit, der geologischen Aufnahme der Insel Chios, geboten hat. Nach seiner Rückkehr im November 1874 wurde er zum provisorischen und im nächsten Jahre mit dem 1. Oktober 1875 zum definitiven Assistenten an der geologischen Lehrkanzel der Wiener Universität ernannt. In dieser Stellung, die er bis zum 1. April 1877, dem Datum[1]) seines Eintrittes in die k. k. geologische Reichsanstalt, also im ganzen $2^1/_2$ Jahre, bekleidete, fand er als Teilnehmer an von dem hohen Ministerium für Kultus und Unterricht inaugurierten Forschungsreisen im Orient noch mehrfach Gelegenheit zu selbständigen geologischen Arbeiten. So wurde ihm im Jahre 1875 die geologische Aufnahme des Ostthessalischen Küstengebirges, im Jahre 1876 die geologische Untersuchung und Kartierung der Insel Euböa übertragen. Über seine diesbezügliche Tätigkeit geben die im 40. Bande der Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften veröffentlichten Arbeiten Rechenschaft. Mit 1. April 1877 erfolgte also sein Eintritt in den Verband der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Aufnahmen im Felde.

Wenn hier die Leistungen F. Tellers als Mitglied unserer Anstalt gewürdigt werden sollen, so muß in erster Linie seine Tätigkeit als Aufnahmsgeologe in Betracht gezogen werden, und zwar dies um so mehr, als ohne Zweifel gerade diese Seite der geologischen Wissenschaft seinen Neigungen am meisten entsprochen hat. Nicht weniger als 36 Aufnahmekampagnen hatte der Verblichene hinter sich, eine Zahl, die bisher nur sehr wenige Aufnahmsgeologen erreichen konnten; es mag hier beispielsweise darauf hingewiesen werden, daß D. Stur 22 Aufnahmesommer erreicht hat.

Unmittelbar nach seinem Eintritt in die Anstalt wurde F. Teller noch im Jahre 1877 von seinem damaligen Chefgeologen, Oberbergrat Dr. G. Stache, in die Alpengeologie, und zwar speziell in jene der Ortler- und Ötztaler Alpen eingeführt. In demselben Sommer begann er auch bereits die Aufnahme des zentralen Ötztalergebietes und der südlichen Stubaierberge auf dem Blatte Sölden und St. Leonhard

[1]) Die Aufnahme an die Anstalt als Praktikant erfolgte mit hohem Ministerialerlaß ddo. 16. März 1877.

und setzte diese Arbeit späterhin im Passergebiet in südöstlicher Richtung fort.

Eine Reihe von Aufnahmsberichten und Mitteilungen in den Verhandlungen sowohl, als auch die jeweiligen diesbezüglichen Jahresberichte der Direktion versetzen uns in die Lage, die Fortsetzung jener zentralalpinen Aufnahmen F. Tellers zu verfolgen. Das anschließende Gebiet von Klausen mit seinen erzführenden Dioriten und die Brixener Granitmasse boten Anlaß zu größeren wissenschaftlichen Arbeiten, an denen sich auch C. v. John beteiligte. Wiederholt wurden in diesen folgenden Jahren mit G. Stache einzelne Studienreisen zu Vergleichszwecken in der weiteren Umgebung unternommen, so 1878 in die paläozoischen Terrains von Kärnten und Krain, 1880 aber in die Gailtaler Alpen, über das Defferegger Gebiet und den Krimlertauern bis ins Inntal. Durch die Aufnahme des Blattes Sterzing gelangte F. Teller an den Westflügel der Tauernkette und auf Blatt Bruneck in die Antholzer Tonalitmasse sowie in die Region eingefalteter Reste von übergreifenden Diploporenkalken, welche sich aus dem Pustertal durch Villgratten bis in die Maulsergegend südlich von Sterzing verfolgen lassen. Seine Nachfolger in jenem Terrain, die sich näher mit einzelnen geologischen Fragen befaßten, haben wiederholt auf die Verläßlichkeit der damals in kurzer Zeit aufgenommenen geologischen Karte i. M. 1:75.000 hingewiesen und die geleistete Vorarbeit dankbar anerkannt. Diese Aufnahmen im Kristallinischen wurden endlich 1883 ostwärts bis auf die tirolische und kärntnerische Südabdachung der Großglockner-Gruppe ausgedehnt, womit ein Abschluß des ursprünglichen Aufnahmedienstes erzielt wurde.

Im Jahre 1884 nämlich mußte der Genannte sein tirolisches, großenteils dem kristallinischen Anteil der Zentralkette umfassendes Aufnahmegebiet verlassen und wurde mit der Kartierung des südalpinen Distrikts der Steiner Alpen auf den Bättern Eisenkappel—Kanker und Laibach betraut. Er fand dabei Gelegenheit, die mächtigen Kalkmassen jenes Hochgebirges zu gliedern sowie vielfache Einlagerungen von marinen Oligocänbildungen in dessen südlichen Tälern nachzuweisen. Vom Zentralstock der Steiner Alpen wurde die Aufnahme dann nach Westen fortgesetzt in das Gebiet des Vellacher Seeberges und gegen Neumarktl in Krain, woselbst altpaläozoische und jungpaläozoische Schichtmassen festgestellt und gegliedert werden konnten.

In den folgenden Jahren wandte sich unser Aufnahmsgeologe wieder ostwärts, um nun die anschließenden Gebirgszüge fast bis an deren östliches Ende zu verfolgen. Der Abschluß des Blattes Eisenkappel und die auf das Blatt Völkermarkt bis zum Draufluß unternommenen Exkursionen brachten eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnis der Ostkarawanken. Im Jahre 1880 wurde auf dem Blatte Praßberg und dem nördlich anschließenden Gebiet nächst Unterdrauburg der Zug des Ursulaberges und die sogenannte Weitensteiner Eisenerzformation untersucht und im nächsten Sommer die ganze südliche Abdachung des Bachergebirges bis ans Ufer der Sann kartiert. Das südlich anschließende, überaus reich gegliederte, paläozoische, meso-

zoische und känozoische Schichtkomplexe umfassende Gebiet von Cilli und Ratschach nahm F. Teller im Jahre 1893 in Angriff, wobei auch die vorher durch A. Bittner schon einmal begangenen tertiären Kohlenbecken von Trifail und Sagor neuerlich reambuliert wurden.

Nach der Begehung der Umgebung von Römerbad im Jahre 1895 schritt der Genannte zur Herausgabe seiner Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen, wodurch jene Arbeit eines Jahrzehntes einheitlich zum Ausdruck gebracht wurde. Diese Karte mit ihren ausführlichen, für die Stratigraphie jenes Distrikts überaus wichtigen Erläuterungen bildete eine Art Probeausgabe der von D. Stur eingeleiteten, aber erst von G. Stache zur Durchführung gebrachten Herausgabe unserer geologischen Spezialkarte. Sie umfaßte zwei volle, später auch im Rahmen des Kartenwerks herausgegebene Blätter und außerdem noch entsprechende Abschnitte der beiden nördlich anschließenden Blätter.

Im Jahre 1896 folgten Reambulierungen auf dem Blatte Pragerhof—Windischfeistritz und außerdem die Fortsetzung der Neuaufnahme auf dem Blatte Cilli—Ratschach in der Richtung gegen Franz in Steiermark und Trojana in Krain. Der nachfolgende Sommer wurde zum Teil für die Herstellung des Anschlusses an das Blatt Rohitsch—Drachenburg, zum Teil aber wieder zur Untersuchung des Tertiärkohlengebietes von Hrastnig, Trifail und Sagor verwendet, hinsichtlich deren wertvolle Vorarbeiten seines Freundes A. Bittner zur Verfügung standen.

Im Jahre 1898 konnte F. Teller die Kartierung dieser östlichen Alpenausläufer südlich der Save im Gebiete des Kumberges beendigen und nun folgte die letzte Periode seines Aufnahmsdienstes mit der im Jahre 1899 erfolgten Übernahme des Blattes Radmannsdorf. Die Kartierung jenes den Triglavstock und einen Teil der Karawanken, also wieder ausgesprochenes Hochgebirg, umfassenden Terrains wurde im Savetal bei Aßling und Neumarktl begonnen und in den folgenden Jahren hauptsächlich in den Umgebungen von Kronau, Lengenfeld, Mojstrana, Aßling und Neumarktl fortgesetzt. Der damals in Aussicht stehende Bau des Karawankentunnels veranlaßte die Direktion unserer Anstalt, dem Genannten im Sommer 1912 auch die Aufnahme des nördlich anschließenden Nachbarblattes Villach und Klagenfurt zu übertragen, wobei insbesondere die Umgebung des Nordportals jenes Tunnels bei Rosenbachtal genauer untersucht wurde.

In den folgenden Jahren sehen wir F. Teller mit der weiteren Ausarbeitung dieser Blätter beschäftigt, wobei derselbe Gelegenheit hatte, eine Reihe von geologisch interessanten Vorkommen zu entdecken. In diesem Belange seien nur kurz erwähnt der Nachweis von transgredierenden Oligocänbildungen bei Mojstrana und in der Wochein, also am Nord- und am Südfuße des Triglavs, die Feststellung von ladinischen Felsitporphyren auf beiden Gehängen des Savetals, die Auffindung von fossilführenden Permokarbonkalken am Südgehänge der Karawanken bei Aßling und in der Teufelsschlucht hinter Neumarktl sowie jene nächst dem Veldesersee, die Verfolgung der letzten östlichen Ausläufer des Tonalitzuges bei Warmbad Villach bis ins

Bärental etc. Hierher zählen auch der Nachweis von großen Überschiebungen der Dachsteinkalke im Triglavgebiete durch Werfener Schichten und Muschelkalk, endlich der bedeutsame Fund von roten norischen Hallstätter Kalken mit *Monotis salinaria Br.* und globosen Ammoniten im Bereiche der Wocheiner Rudnica, wodurch zum erstenmal das Auftreten dieser typisch nordalpinen Triasfazies in den Südalpen erwiesen worden ist.

Die Aufnahme des Blattes Radmannsdorf sowie des Karawankenanteils auf dem Blatte Villach—Klagenfurt konnte von dem Verblichenen so weit zu Ende geführt werden, daß er in der Lage gewesen wäre, die Reduktion für den Farbendruck ohne weitere Begehungen zu besorgen. Leider blieb es ihm versagt, diesen Schlußstein selbst zu legen, doch wird die Direktion diese Aufgabe bewährten Kräften übertragen, welche deren Lösung im vollen Einklang mit der Auffassung des Verstorbenen durchführen werden.

Abgesehen von der bereits erwähnten Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen wurden von F. Teller im Rahmen unseres geologischen Kartenwerkes folgende Blätter zur Ausgabe gebracht:

1898. Eisenkappel, Südwestgruppe Nr. 83 (Zone 20, Kol. XI).
1898. Praßberg a. d. Sann Nr. 84 (Zone 20, Kol. XII).
1898. Pragerhof und Windisch-Feistritz (zusammen mit Dr. J. Dreger) Nr. 85 (Zone 20, Kol. XIII).
1907. Cilli und Ratschach Nr. 93 (Zone 21, Kol. XII).

Im Anschluß an vorstehende Mitteilungen über die Aufnahmstätigkeit des Verblichenen möge hier noch dessen besonders feine Art der geologischen Karteneintragungen hervorgehoben werden. Seine Einzeichnungen ragen nicht nur durch ihre auf einem engen Tourennetz basierende Gliederung, sondern auch dadurch hervor, daß sich dieselben in gleichem Maße dem Gelände anschmiegen, als sie die Übereinanderfolge der Schichten und deren Tektonik in überaus klarer Weise zur Darstellung bringen, ohne durch gewaltsame Schematisierung von den natürlichen Grenzverhältnissen abzuweichen.

Praktische Betätigung.

Außer den oben angeführten, mit der fortlaufenden Kartenaufnahme zusammenhängenden, geologischen Feldarbeiten hat sich F. Teller wiederholt mit geologischen Erhebungen für die Trassierung der Eisenbahnlinie von Klagenfurt nach Triest und für den Bau des Karawankentunnels befaßt. Schon in den Sommermonaten des Jahres 1891 studierte er die Trasse der damals projektierten Loiblbahn und des in ihrem Zuge befindlichen Loibltunnels. Als man sich später entschloß, die Linie weiter westlich zu legen, war es wieder F. Teller, der 1894 im Anschluß an die ersten Begehungen durch Hofrat

Dr. G. A. Koch die heutige Linie der Karawankenbahn geologisch untersuchte und auf Grund seiner westlich und östlich an das Tunnelprofil anschließenden kartographischen Aufnahmen die zu erwartenden geologischen Verhältnisse möglichst genau festzustellen trachtete.

Um die beim Bau des damals in Ausführung begriffenen großen Alpentunnels bloßgelegten geologischen Aufschlüsse zu fixieren und mit der Tektonik jener Gebiete in Einklang zu bringen, hatte die kaiserliche Akademie der Wissenschaften im Einvernehmen mit der Direktion unserer Anstalt mehrere Geologen damit betraut, jene Arbeiten zu verfolgen und in einem abschließenden Werke festzulegen. F. Teller fiel diese Aufgabe bezüglich des Karawankentunnels zu. Dabei hatte er auch wiederholt Gelegenheit, während der schwierigen Bauausführung seine Erfahrungen über die Schichtfolge und deren Tektonik zur Verfügung zu stellen und auf die Hindernisse hinzuweisen, welche durch Wassereinbrüche, druckhaftes Gebirge und ausströmende Gase auftreten konnten. Die 1910 im 82. Bande der Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften erschienene, durch eine Karte und Profile erläuterte, zum größten Teil auf eigenen Beobachtungen fundierte Geologie des Karawankentunnels gibt ein Bild der komplizierten geotektonischen Verhältnisse, mit denen man bei jener gewaltigen Arbeit zu rechnen hatte.

Das von seiten der Anstaltsdirektion jenen großen öffentlichen Bauten entgegengebrachte Interesse zeigte sich unter anderem auch darin, daß Tellers Aufnahmstätigkeit im Jahre 1902 zum Teil wenigstens in das betreffende Gebiet verlegt wurde, so daß derselbe in der Lage war, das geologische Längenprofil für die Bauausschreibung und -vergebung zu entwerfen. Diesbezügliche Daten sind in der erwähnten Geologie des Karawankentunnels niedergelegt.

Eine Reihe geologischer Arbeiten des Dahingeschiedenen betreffen auch insofern das praktische Gebiet, als sich dieselben mit Fragen befaßten oder auf Schichtfolgen bezogen, welche mit nutzbaren Mineralien und Gesteinen zusammenhängen [1]). Wir nennen nur seine mit C. v. John verfaßte größere Studie über erzführende dioritische Gesteine von Klausen in Südtirol; die Arbeit über einen zinnoberführenden Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken; die Erläuterungen zur geologischen Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen, worin die Blei- und Zinkerzvorkommen des südlichen Kärntens und die weiteren Kartenerläuterungen (siehe die oben angeführten geologischen Kartenblätter), worin außer der Erzführung auch die tertiären Kohlenablagerungen und andere nutzbare Mineralvorkommen der betreffenden Gegenden erörtert werden.

Auch hat sich F. Teller nicht nur um die Quellengeologie und den Quellenschutz seiner Vaterstadt Karlsbad verdient gemacht, sondern auch öfters innerhalb seiner Aufnahmegebiete, sei es bei Bergbauten, sei es anläßlich von Wasserfragen als Sachverständiger Gutachten abgegeben, wie u. a. aus dem Nachrufe hervorgeht, den Herr Berg-

[1]) Es sei hier auf den von Dr. Wilh. Petrascheck verfaßten, in der „Montanistischen Rundschau" 1913, Nr. 3 erschienenen Nachruf hingewiesen.

direktor S. Rieger in Ferlach in Kärnten (Grazer Tagblatt Nr. 46 vom 16. Februar 1913) dem Verstorbenen gewidmet hat.

Diese zur Förderung praktischer Unternehmungen entfaltete Tätigkeit wurde hier anderen wissenschaftlichen Arbeiten aus dem Grunde vorangestellt, weil sie sich enger an seine Beschäftigung als Aufnahmsgeologe und an die geologische Kartierung anschloß.

Paläontologische Arbeiten.

Das untenstehende Verzeichnis der von dem Verblichenen publizierten Schriften enthält auch eine Anzahl paläontologischer Werke, die sich zum großen Teil auf Wirbeltierreste beziehen. Es ist kein Zweifel, daß die zootomischen Kenntnisse, die sich deren Verfasser seinerzeit als Schüler und Demonstrator von Professor Brühl erworben hatte, gerade diesen Arbeiten eine feste Grundlage gaben. Unter diesen Veröffentlichungen sind jene über einen pliocänen Tapir aus Südsteiermark, über südsteirische Anthracotherien und namentlich jene über den von D. Stur aufgefundenen *Ceratodus*-Schädel aus den Lunzer Schichten hervorzuheben.

Die meisten übrigen Arbeiten paläontologischen Inhalts bezogen sich auf Bivalven. Es sei hier hingewiesen auf die Beschreibung der triadischen Pelecypodenfauna von Werchojansk und die Monographie der *Pseudomonotis ochotica Teller.*

Wenn der Autor in diesen Arbeiten einerseits sein Beobachtungsvermögen und seinen Blick hinsichtlich entwicklungsgeschichtlicher Beziehungen zur Geltung zu bringen vermochte, so zeugen dieselben Arbeiten auch wieder von seiner Gründlichkeit und Sorgfalt der Darstellung.

Obschon diese Arbeiten ihrer Zahl nach weit hinter den vielen geologischen Berichten zurückbleiben, erweckten sie doch die Aufmerksamkeit paläontologischer Fachkreise und wurden dafür maßgebend, daß ihr Verfasser nach dem Abgang Professor W. Waagens und dem Rücktritt V. Uhligs als deren Nachfolger für die Lehrkanzel der Paläontologie an der Wiener Universität in Aussicht genommen wurde. F. Teller lag aber sein bisheriger Wirkungskreis als Aufnahmsgeologe näher am Herzen als das Lehrfach, er schlug jenen ehrenvollen Antrag aus und beschloß seine Kraft, wie bis dahin, ganz der geologischen Reichsanstalt zu widmen.

Redaktion des Jahrbuches, der Abhandlungen und des geologischen Kartenwerkes der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Seit dem Jahre 1893, also durch fast 20 Jahre, lag die Redaktion des Jahrbuches und der Abhandlungen in der Obsorge des Verblichenen. Es braucht hier nicht gesagt zu werden, daß diese Arbeit einen großen Teil seiner Zeit in Anspruch nahm, wie auch manche andere Betätigung mehr administrativer Natur, durch die er vermittelnd in den Dienstbetrieb eingriff, seine Kräfte beanspruchte. Wenn auch eine derartige mitunter zeitraubende und wenig dankbare, aber im internen Dienst unvermeidliche Inanspruchnahme den Hingeschiedenen vielfach von der wissen-

schaftlichen Berufstätigkeit abhielt, so gab ihm sein ungemein entwickeltes Pflichtgefühl hierzu doch stets wieder einen neuen Ansporn; er fühlte sich allein schon durch das Bewußtsein, ihm übertragene Aufgaben ganz erfüllt zu haben, hinreichend belohnt.

Zu diesen Redaktionsgeschäften kamen aber noch die mit der Herausgabe unserer geologischen Spezialkarte und der dazugehörigen Erläuterungen zusammenhängenden Arbeiten. Noch vor der im Kaiserjubiläumsjahre 1898 unter der Direktion des Herrn Hofrates Dr. Guido Stache erfolgten Herausgabe der ersten Lieferung unserer geologischen Spezialkarte i. M. 1 : 75.000 hatte sich F. Teller bei der Einleitung der entsprechenden Vorarbeiten verdient gemacht. So bildete unter anderem die bereits erwähnte, von ihm aufgenommene, im Jahre 1896 von der Anstalt ausgegebene, mehrere Spezialkartenblätter umfassende Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen gewissermaßen eine Probeausgabe, bei welcher sich unter anderem die Farbenwahl bewähren und auch sonstige technische Erfahrungen gewonnen werden sollten.

Seither sind in 11 Lieferungen zusammen 55 Farbendruckblätter erschienen, in der Regel mit den dazugehörigen Erläuterungen. Im Herbst des Jahres 1912 wurde F. Teller auf seinen Wunsch von der Redaktion des Kartenwerkes enthoben und Herr Dr. F. v. Kerner mit dieser Aufgabe betraut. Im Verlaufe der Ausgabe so vieler Blätter hatte sich natürlich wiederholt Gelegenheit ergeben, aus sachlichen und auch aus technischen Gründen gewisse Modifikationen in dem ursprünglichen, von G. Stache aufgestellten Farbenschema vorzunehmen, durch welche ein besseres Anschmiegen an gegebene Verhältnisse erzielt werden sollte. Um dies an einem Beispiel zu erläutern, mag darauf hingewiesen werden, daß etwa in einzelnen Fällen eine weitergehende Gliederung wünschenswert geworden sei und sich im Terrain auch als durchführbar erwiesen habe, als dies im Generalfarbenschema vorgesehen worden war. Oder es hätte das starre Festhalten an jenem Schema durch das Vorwalten und Aneinandergrenzen von ähnlichen Farbentönen der Übersichtlichkeit Eintrag getan usw. In solchen und ähnlichen Fällen hat F. Teller getrachtet, einen Ausgleich zu treffen, durch den die Leserlichkeit und bis zu einem gewissen Grade auch die ästhetische Wirkung der Karte gewinnen sollte. Diese Neigung, in seinem Berufe und auch im persönlichen Verkehr ausgleichend zu wirken, lag überhaupt im Charakter des Dahingeschiedenen und es mag auch damit zusammenhängen, daß er kein Freund der polemischen Richtung in der Literatur gewesen ist.

Anläßlich des 1903 in Wien abgehaltenen IX. internationalen Geologenkongresses hat sich die Arbeitskraft unseres dahingeschiedenen Freundes besonders bewährt, und zwar durch die Redaktion des umfangreichen, reichillustrierten, aus vielen Einzelbeiträgen aufgebauten Livret guide und des abschließenden Compte rendu, neben welchen Geschäften der Genannte auch die Aufgabe eines Exkursionsführers in seinem südalpinen Terrain übernommen hatte.

Aus F. Tellers Lebensgang.

Die zahlreichen Publikationen des Verblichenen, die wir nach einer von ihm selbst geschriebenen Liste im Anhang folgen lassen und welche sich der Hauptsache nach auf seine jeweiligen Aufnahmsgebiete beziehen, erschöpfen noch lange nicht dessen Tätigkeit. Wie Professor Dr. C. Diener in seinem im Zentralblatt für Mineralogie etc. 1913, Nr. 4, veröffentlichten Nachruf richtig bemerkte, figurieren viele seiner bedeutenden Entdeckungen nur in den jeweiligen Jahresberichten der Anstaltsdirektion, also in kurzen Mitteilungen, welche von Anderen vielleicht zum Gegenstande umfangreicher Publikationen gemacht worden wären!

Trotzdem erntete der Genannte erst verhältnismäßig spät die Früchte seines Könnens und Fleißes. Im Jahre 1877 als Praktikant in die Anstalt eingetreten, avancierte er erst 1885 in die damals nächsthöhere Rangstufe als Adjunkt. Nachdem er 1892 zum Geologen vorgerückt war, wurden ihm 1897 Titel und Charakter eines k. k. Bergrates verliehen und 1900 erfolgte seine Ernennung zum Chefgeologen mit den Bezügen der VII. Rangsklasse nach 23jähriger Dienstzeit. Im darauffolgenden Jahre 1901 wurde F. Teller durch die k. k. Franz Josefs-Universität in Czernowitz geehrt, indem sie ihn zum Ehrendoktor der philosophischen Fakultät ernannte.

1902 erfolgte seine Wahl zum inländischen korrespondierenden Mitgliede der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Hier sei noch erwähnt, daß der Verblichene auch Mitglied der kaiserlich Leopoldinisch-Carolinischen Akademie zu Halle war.

Wurde bereits darauf hingewiesen, daß F. Teller es ablehnte, seinen Beruf als Aufnahmegeologe mit dem eines Ordinarius der Lehrkanzel für Paläontologie an der Wiener Universität zu vertauschen, so hing mit diesem Entschlusse seine später über Antrag des gegenwärtigen Direktors der Anstalt, Herrn Hofrat Dr. E. Tietze, hohen Orts verfügte, am 15. Oktober 1903 erfolgte Einreihung ad personam in die VI. Rangsklasse der Staatsbeamten zusammen.

Im selben Jahre wurde er auch vom h. Ministerium für Kultus und Unterricht zum Mitgliede der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für landwirtschaftliche, forstwissenschaftliche und kulturtechnische Studien an der Hochschule für Bodenkultur ernannt.

Durch eine Allerhöchste Entschließung vom 3. Oktober 1911 wurde Bergrat Dr. Friedrich Teller das Offizierskreuz des Franz Josefs-Ordens verliehen. Endlich erfolgte 1912 durch Allerhöchste Entschließung vom 31. August seine Ernennung zum wirklichen Mitgliede der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Als Vertreter des geologischen Faches hätte er in dieser Eigenschaft eine entscheidende Stimme bei der Aufnahme geologischer Arbeiten, insbesondere der die Alpenländer betreffenden, zur Geltung bringen können.

Er kam aber nicht mehr in die Lage, diese Früchte seiner aufopfernden Tätigkeit zu genießen, ebensowenig als es ihm vergönnt

war, die eigene Aufnahme der geologich interessanten, vermöge ihrer Lage an der Scharung der dinarischen Streichungsrichtung mit dem herrschenden Streichen der Südalpen auch tektonisch bedeutsamen Julischen Alpen durch Herausgabe der betreffenden Blätter im Farbendruck völlig abzuschließen.

Was die k. k. geologische Reichsanstalt durch den Hingang dieser ihrer Arbeitskraft verloren hat, wurde in verschiedenen Nekrologen angedeutet. Richtig und ganz ermessen können dies aber nur diejenigen, welche selbst Zeugen waren seines Eingreifens in das wissenschaftliche Leben und in den dienstlichen Betrieb unseres Instituts.

Friedrich Teller hat erst verhältnismäßig spät eine eigene Familie gegründet und hinterließ ein sechsjähriges Töchterlein der Pflege seiner trauernden Witwe.

Noch sei es zum Schlusse dem Verfasser dieser Zeilen erlaubt, sich in die Erinnerung an seine erste Begegnung mit dem von uns Geschiedenen und an die Abschiedsstunde zu versenken. Unser erstes Zusammentreffen erfolgte im Herbst 1881 in den Tiroler Hochalpen. Es war im innersten Winkel des Reintales bei Taufers, der Abend sank eben hernieder und die rot aufleuchtenden Eisfirste der Rieserferner warfen ihren Widerschein auf den dämmerigen Talgrund. Da begegneten wir einander auf dem schmalen Balkensteg, der den sumpfigen Boden quert und eine flüchtige Begrüßung leitete späteres Bekanntwerden ein. Seither sind mehr als drei Jahrzehnte verflossen. Als wir zum letztenmal Abschied nahmen, blinkte matt die Wintersonne auf sein Schmerzenslager und spiegelte sich in dem Augenpaar, das mir bis zur Schwelle folgte. Diesen Abschiedsblick Friedrich Tellers, schon voll Ergebung in das Unabwendbare, aber noch immer durchleuchtet von menschlichem Wohlwollen, will ich als Vermächtnis dankbar bewahren.

Verzeichnis der Publikationen Friedrich Tellers[1]).

1876.

Geologische Arbeiten im Orient. Brief aus Chalkis in Euboea vom 30. Mai 1876 an E. Suess. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1876, pag. 221—223.

1877.

Über die prähistorischen Schädel von Leobersdorf in: Karrer, F., Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung. Abhandlg. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1877, pag. 397—402. Mit 3 Zinkotypien.

Über neue Rudisten aus der böhmischen Kreideformation. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1877, Bd. LXXV. Mit 3 Tafeln und einer Skizze im Text.

Aufnahmen im oberen Ötz- und Passeyertale. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1877, pag. 231—235.

[1]) Nach einem vom Autor selbst hinterlassenen bis 1899 reichenden Zettelkatalog.

1878.

Geologische Mitteilungen aus der Ötztaler Gruppe (Blatt Sölden—St. Leonhard). Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1878, pag. 64—66.

Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Iffingergebiete bei Meran. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1878, pag. 392—396.

Untersuchung des von Freih. v. Andrian in sizilianischen Höhlen gesammelten Materials an diluvialen Wirbeltierresten in: Freih. v. Andrian, Prähistorische Studien aus Sizilien. Zeitschr. f. Ethnolog., Berlin 1878, 10. Bd., Suppl.

Der geologische Bau der Insel Euboea. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1878, Bd. XL, pag. 129—182. Mit 3 Tafeln und 2 Skizzen im Text.

1879.

Bestimmung diluvialer Säugetierreste aus den Lößbildungen Niederösterreichs in: Wurmbrand, Graf G., Über die Anwesenheit des Menschen zur Zeit der Lößbildung. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1879, Bd. XXXIX, pag. 167 ff.

Über Zersetzungsvorgänge in den Feldspaten des Karlsbader Granits unter dem Einflusse des Thermalwassers in: Hochstetter, F. v., Über einen neuen geologischen Aufschluß im Gebiete der Karlsbader Thermen. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1879, Bd. XXXIX, pag. 13—16.

Bestimmung von Fossilfunden in kretazischen und tertiären Ablagerungen Bosniens in: Paul, C. M., Beiträge zur Geologie des nördlichen Bosnien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1879, Bd. XXIX, pag. 767, 769, 770, 773.

Geologische Beschreibung des südwestlichen Thessalien. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1879, Bd. XL, pag. 183—208. Mit 7 Skizzen im Text.

1880.

Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1880, Bd. XL, pag. 340—356. Mit 1 geol. Karte und 1 Skizze im Text.

Bittner, A., Neumayr, M. und Teller, F., Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägäischen Küstenländer. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1880, Bd. XL, pag. 379—415. Mit 3 geol. Karten.

Über einen neuen Fund von *Cervus alces* in den Alpen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1880, pag. 69—77.

Über die Aufnahmen im Gebiete zwischen Etsch und Eisack. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1880, pag. 91—98.

Verbreitung und Lagerung der Diorite in der Umgebung von Klausen und Lüsen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1880, pag. 261—264.

Vorlage des Blattes Klausen. (Zone 19, Kol. V.) Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1880, pag. 303—304.

1881.

Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1881, pag. 69—74.

1882.

Über die Analogien des Schloßapparats von *Diceras* und *Caprina*. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882, pag. 130—135. Mit Textskizzen.

Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882, pag. 241—243.

Über die Aufnahmen im Hochpustertal, speziell im Bereiche der Antholzer Granitmasse. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882, pag. 342—346.

Über die Serpentine von Sprechenstein bei Sterzing in Tirol in: E. Hussak, Über einige alpine Serpentine. Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mitteil., Wien 1882, Bd. V, pag. 63—65.

F. Teller u. C. v. John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882, Bd. XXXII, pag. 589—684. Mit 2 Tafeln und 6 Zynkotypien.

1883.

Diluviale Knochenbreccie von der Insel Cerigo. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1883, pag. 47—48.

Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkristallinischen Schichtreihe Mitteltirols. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1883, pag. 193—200.

Über die geologischen Aufnahmen im Pustertale. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1883, pag. 294.

1884.

Notizen über das Tertiär von Stein in Krain. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1884, pag. 313—318.

Neue Anthracotherienreste aus Südsteiermark und Dalmatien. Beiträge zur Paläont. Österr.-Ungarns und d. Orients, Wien 1884, Bd. IV, pag. 45—134. Mit 4 Tafeln und 2 Zinkotypien im Text.

1885.

Oligocänbildungen im Feistritztal bei Stein in Krain. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1885, pag. 193—200. Mit 1 Textskizze.

Ein neuer Fundort triadischer Cephalopoden in Südsteiermark. Verh d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1885, pag. 318—319.

Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sanntaler Alpen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1885, pag. 355—361.

1886.

Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens von Ober-Seeland im südlichen Kärnten. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1886, pag. 102—109. Mit 1 Kartenskizze.

Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Zentralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1886, Bd. XXXVI, pag. 715—746.

Die Pelecypodenfauna von Werchojansk in Ostsibirien in: Mojsisovics, Arktische Triasfaunen. Memoir. de l'Academ. imp. des scienc. de St. Petersbourg 1886, VII Série, tome XXXIII, Nr. 6, pag. 103—137. Mit Taf. XVII—XX.

Die silurischen Ablagerungen der Ostkarawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1886, pag. 267—280.

Ein zinnoberführender Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1886, pag. 285—293.

1887.

Die Äquivalente der dunklen Orthocerenkalke des Kok im Bereiche der Silurbildungen der Ostkarawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1887, pag. 145—147.

Über ein neues Vorkommen von Diabasporphyrit bei Rabenstein im Sarntal, Tirol. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1887, pag. 198—200.

Die Triasbildungen der Košuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler Dolomits des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1887, pag. 261—268.

1888.

Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1888, pag. 110—117.

Bemerkungen über die Herkunft der in der alpinen Nagelfluh der Schweiz beobachteten kristallinischen Felsarten in: Früh, J., Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. d. schweizer. naturforsch. Gesellsch., 1888, Bd. XXX.

Über *Pseudomonotis ochotica Keys. spec.* und einen neuen Pecten aus der Trias von Japan in: Mojsisovics, Über einige japanische Triasfossilien. Beiträge zur Paläont. von Österr.-Ung., Wien 1888, Bd. VII, pag. 175—176, Taf. II.

Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1888, Bd. XXXVIII, pag. 729—772 (44 S.). Mit 2 Tafeln.

1889.

Tapirus hungaricus H. v. M. aus dem Tertiärbecken von Schönstein bei Cilli in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889, pag. 90.

Daonella Lommeli in den Pseudogailtaler Schiefern von Cilli. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889, pag. 210—211.

Zur Kenntnis der Tertiärablagerungen des Gebietes von Neuhaus bei Cilli in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889, pag. 234—246. Mit 1 Kartenskizze.

Fusulinenkalk und Uggowitzer Breccie innerhalb der Weitensteiner Eisenerzformation und die Lagerungsbeziehungen dieser paläozoischen Gebilde zu den triadischen und tertiären Sedimenten des Weitensteiner Gebirges. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889, pag. 314—326. Mit 4 Profilen.

1890.

Zur Erinnerung an Dr. A. Rodler. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1890, pag. 259—261.

1891.

Über *Ceratodus Sturii nov. spec.* aus der oberen Trias der Nordalpen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 107.

Über den Schädel eines fossilen Dipnoërs, *Ceratodus Sturii nov. sp.*, aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. Mit 4 lithogr. Tafeln und 8 Zinkotypien. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XV, Heft 3, pag. 1—38, Wien 1891.

Mastodon Arvernensis Croiz. et Job. aus den Hangendtegeln der Lignite des Schalltales in Südsteiermark. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1891, pag. 295.

1892.

Berichtigung. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 53.

Geologischer Bericht über die projektierte Eisenbahnlinie von Klagenfurt über den Loibl nach Neumarktl. Mit einer geologisch kolorierten Karte des Trassengebietes im Maßstab 1:25.000 und dem geologischen Längenprofil des Loibltunnels. (Manuskript.) Erstattet an d. k. k. Generalinsp. d. öst. Eisenb. im Mai 1892.

Der geologische Bau der Rogac-Gruppe und des Nordgehänges der Menina bei Oberburg in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1892, Nr. 5, pag. 119—134.

Die karbonischen Ablagerungen im Gebiete des Wotschberges in Südsteiermark nebst Bemerkungen über das Alter der sie umrandenden Kalke und Dolomite. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1892, Nr. 11, pag. 281—287.

1893.

Über den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1893, Nr. 7, pag. 169—182.

1894.

Gangförmige Apophysen der granitischen Gesteine des Bacher in den Marmorbrüchen bei Windisch-Feistritz in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1894, pag. 241—246.

1895.

Geologischer Bericht über die projektierte Eisenbahnlinie von Klagenfurt nach Görz. I. Teil. Klagenfurt—Karnervellach. Mit der geologischen Karte des Trassengebietes im Maßstab 1:25.000 und dem geologischen Längenprofil des Karawanken- (Stou-) Tunnels im Maßstab 1:10.000. Manuskript, 32 Folio-Seiten, an d. k. k. Generalinsp. d. öst. Eisenb. abgegeben im April 1895. (Als Regierungsvorlage gedruckt.)

Geologischer Bericht über die projektierte Eisenbahnlinie von Klagenfurt nach Görz. II. Teil. Karnervellach—Görz. Mit d. geolog. Karte des mittleren Teiles der Trasse im M. 1:25.000 und dem geolog. Längenprofil des Kolba-Tunnels im M. 1:10.000. Manuskript, 64 Seiten in Folio, abgegeben an d. k. k. Generalinsp. d. öst. Eisenb. im Mai 1895. (Als Regierungsvorlage gedruckt.)

Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Römerbad in Südsteiermark. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1895, pag. 309—313.

Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), Zone 19, 20, Kol. XI, XII, d. Spezialkarte d. Österr.-Ungar. Monarchie im Maßst. 1:75.000. Aufgenomm. in d. Jahren 1881—91. (4 Blätter.) Wien 1895.

Geologische Karte des Stadtgebietes von Karlsbad im Maßstabe von 1:4000. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1894, Bd. XLIV, Taf. XIX, Wien 1895.

1896.

Erläuterungen zur geolog. Karte der östl. Ausl. d. Karn. u. Jul. Alpen. Kl.-8°, pag. 1—262, Wien 1896.

1898.

Die miocänen Transgressionsrelikte bei Steinbrück und Ratschach an der Save. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1898, pag. 284—292. Mit 2 Zinkotypien.

Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie (SW-Gruppe Nr. 83), Blatt Eisenkappel und Kanker. Wien 1898, Kl.-8°, 142 Seiten.

Erläuterungen zur geolog. Karte etc. SW-Gruppe Nr. 84. Blatt Praßberg a. d. Sann. Wien 1898. Kl.-8°, 170 Seiten.

1899.

Erläuterungen zur geolog. Karte etc. Blatt Pragerhof—W.-Feistritz. Wien 1899. Kl.-8°, 144 Seiten.

Das Alter der eisen- und manganerzführenden Schichten im Stou- und Vigunšca-Gebiete an der Südseite der Karawanken. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1899, pag. 396—418. Mit 4 Zinkotypien.

1903.

Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Führer zum IX. internationalen Geologenkongreß zu Wien. 27 S. mit 3 Textfig.

1904.

Bericht über die Exkursion (XI) in das Feistritztal bei Neumarktl (9. Sept. 1903). Congrès géologique international. Compte rendu de la IX Session, Vienne 1904. II. Fasc., pag. 889.

1910.

Geologie des Karawankentunnels. Mit 3 Tafeln und 29 Textfiguren. (Karte des Karawankengebietes 1:75.000.) Bd. LXXXII d. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, Wien 1910.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Tafel IV (I).

Franz Toula: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden.

Erklärung zu Tafel IV (I).

Fig. 1. *Colospongia dubia Münst. sp. var.* 1/1. Von oben und von der Seite.
Fig. 1 *a*. Abgewittertes Stück.

Fig. 2. *Colospongia dubia var. pustulipora n. var.* 1/1 und 3/1.

Fig. 3. „ *dubia var. pertusa* (*Klipstein*). 1/1.

Fig. 4. „ *dubia var. trochiformis n. var.* 1/1.

Fig. 5. „ *dubia var.* (*n. form.?*) 1/1.

Fig. 6. „ *dubia var. subglobosa n. var.* 1/1, 2/1 und 3/1.

Fig. 7. „ *dubia nov. var.* 1/1.

Fig. 8, 9 u. 10. *Holocoelia Toulai Steinm.* 1/1.

Fig. 11. *Thecosmilia subdichotoma Mnstr. sp.* 1/1 und 2/1.

Fig. 12. *Cidaris* (*Radiolus*) *dorsata Braun.* 1/1.

Fig. 13. „ (*Radiolus*) *cf. fustis Laube.* 1/1.

Fig. 14. „ (*Radiolus*) *aff. alata Mnstr.* 1/1.

Die Originale zu den Figuren 1, 1 *a*, 2, 5, 7, 8 und 11—14 befinden sich in der Sammlung der Lehrkanzel für Geologie an der k. k. technischen Hochschule in Wien, jene zu den Figuren 3, 4, 6, 9 und 10 in A. Bittners Aufsammlung an der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Tafel V (II).

Franz Toula: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden.

Erklärung zu Tafel V (II).

Fig. 14. *Koninckina Leonhardi Wissm. var. insignis n. v.* 1/1. (Vielleicht eine neue Art.)
Fig. 15. *Amphiclina amoena Bittn.* 1/1.
Fig. 16. „ *Telleri Bittn.* 1/1.
Fig. 17. „ *coarctata* und *scitula Bittn.* 1/1.
Fig. 18. „ *ungulina Bittn.* 1/1.
Fig. 19. *Spiriferina gregaria (Suess) Bittn. var.* 1/1.
Fig. 20. *Retzia Bittneri n. f.* verwandt mit *Retzia procerrima Klipst.*
Fig. 21. „ *Arara Laube.* 1/1 und 3·5/1.
Fig. 22. *Spirigera contraplecta Bittn. var.* 2/1.
Fig. 23. „ *aff. quinquecostata Mnstr. sp.* 1/1.
Fig. 24. „ *aff. Wissmanni Mnstr. sp.* 2/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 25. „ *aff. Sturi (Böckh) Bittner.* 2/1.
Fig. 26. *Rhynchonella tricostata (Mnstr. sp) Bittn.* 2/1.
Fig. 26*a*. „ *cf. subacuta Mnstr. sp.* 2/1.
Fig. 27. „ *linguliformis n. spec.* 1/1.
Fig. 28. „ *spec.* 2/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 29. *Terebratula aff. piriformis (Suess) Bittner.* 1/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 30. „ *debilis Bittner.* 1/1.
Fig. 31. „ *tenella Bittn.* 1/1 und 2/1.

Die Originale zu den Figuren 14, 15, 16, 17, 18, 23, 24, 26, 28, 31 befinden sich in der geologischen Sammlung der k. k. technischen Hochschule in Wien, jene zu den Figuren 19, 20, 21, 22, 25, 26*a*, 27, 29, 30 hat A. Bittner gesammelt. Sie befinden sich in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Tafel VI (III).

Franz Toula: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden.

Erklärung zu Tafel VI (III).

Fig. 32 u. 33. *Waldheimia* (*Cruratula*) *cf. Damesi Bittn. var.* 1/1.
Fig. 34 u. 35. „ (*Aulacothyris*) *subangusta* (*Mnstr. sp.*) *Laube* (*cf.* auch *Waldheimia [Aulacothyris] Wähneri Bittner.* 3/2.
Fig. 36. *Waldheimia* (*Aulacothyris?*) *aff. Waageni Bittn.* 1/1.
Fig. 37. *? Avicula antiqua Mnstr.* 3/2.
Fig. 38. *Avicula cf. obtusa Bittn.* 1/1.
Fig. 39. „ *sp. ind.* 1/1.
Fig. 40. „ *sp. ind.* 1/1. (Wohl eine neue Form.)
Fig. 41. *Halobia* (*Daonella?*) *spec.* 1/1. (Wohl eine neue Form.)
Fig. 41 *a*. *? Halobia* (*Daonella*) *cf. cassiana Bittn.* 1/1 und 3/1.
Fig. 42. *Aviculopecten cf. Bosniae Bittn. sp.* 2/1.
Fig. 43. *Lima cancellata Bittner* 1/1.
Fig. 44. „ *cf. areolaris Bittn.* 2/1 und 5/1.
Fig. 45. „ *spec. ind.* 1/1.
Fig. 46 u. 47. *Mysidioptera similis Bittn.* 1/1.
Fig. 48. *Badiotella incerta nov. spec.* 1/1 und 2/1.
Fig. 49. *Pecten* (*Aequipecten?*) *Sandbergeri Klipst.* 1/1.
Fig. 50. „ *aff. subalternans d'Orb.* 1/1 und 5/1.
Fig. 51. „ *aff. interstriatus Mnstr.* 1/1.

Die Originale zu den Figuren 35, 37—41, 43—45 und 48—51 liegen in der geologischen Sammlung der k. k. technischen Hochschule, jene zu den Figuren 32—34, 36, 41 *a*, 42, 46 und 47 in A. Bittners Aufsammlungen im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Tafel VII (IV).

Franz Toula: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden.

Erklärung zu Tafel VII (IV).

Fig. 52. *Pecten Porschei nov. spec.* 1/1.
Fig. 53. „ *aff. undiferus Bittn.* 1/1 und 5/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 54. „ *spec.* 1/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 55. „ *subdemissus Mnstr.* 1/1.
Fig. 56. *Terquemia* („*Hinnites*“) *sp.* 1/1 und 3/1.
Fig. 57. „ *spondylina Bittn.* 5/2.
Fig. 58. *Plicatula n. sp.* 1/1.
Fig. 59. *? Plicatula* oder *Enantiostreon* (*?*) 1/1.
Fig. 60. *? Myophoria sp. aff. Myoph. inaequicostata Klipst.* 3/1.
Fig. 61. *Craspedodon cf. Hornigii Bittn.* 1/1.
Fig. 62. „ (*Physocardia*) *sp.* 1/1. (Vielleicht eine neue Form.)
Fig. 63. „ (*Physocardia*) *sp.* 1/1.
Fig. 64. *Gonodon* (*?*) *spec.* 1/1.
Fig. 65. Unbestimmbar. 1/1. (Wohl eine neue Form.)
Fig. 66. *Turritella n. sp.* (*Promathildia*). 1/1 und 3/1.
Fig. 67. *Loxonema cf. grignense Kittl.* 1/1. (Man vergleiche auch *Trypanostylus triadica Kittl.*
Fig. 68. *Coelostilina Bittneri nov. spec.* 1/1.
Fig. 69. *Pseudomelania* (*Oonia*) *cf. similis Mnstr. sp.*
Fig. 70. *Trachyceras Medusae Mojs.* 1/1.
Fig. 71. „ *cf. Aon Mnstr. sp.* 1/1.

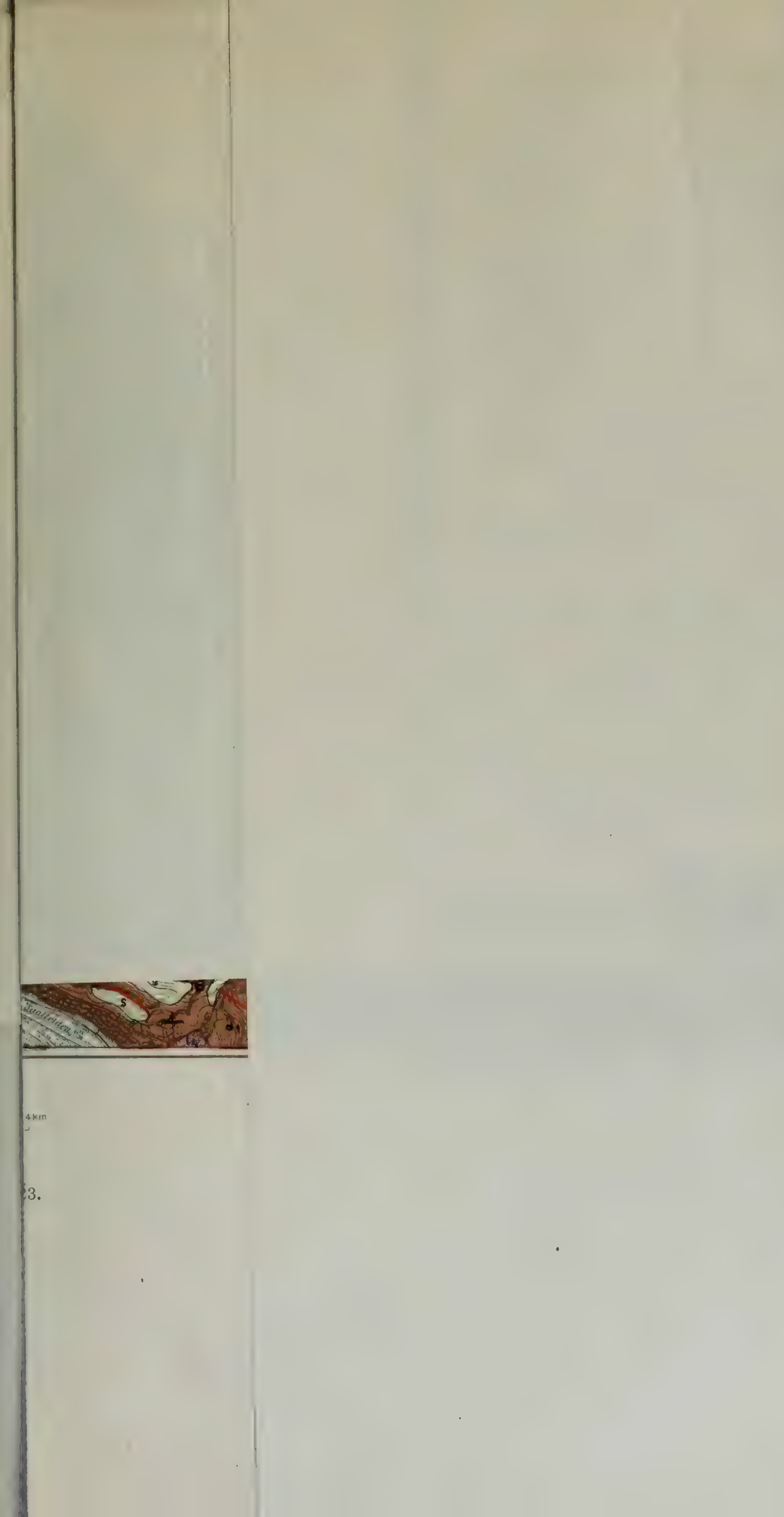
Die Originale zu den Figuren 52, 55, 56–61, 63, 64, 66, 69, 70 und 71 befinden sich in der Sammlung der k. k. technischen Hochschule, jene zu den Figuren 53, 54, 62, 65, 67 und 68 in A. Bittners Aufsammlung im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Tafel VIII.

R. J. Schubert: Foraminiferen von Celebes.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. *Polytrema planum Carter* ca. 40/1 (Nr. 657).
Fig. 2. *Pulvinulina tuberocapitata Chapman* ca. 100/1 (Nr. 1056).
Fig. 3. *Rotalia cf. annectens P. u. J. var. concinna Millett.* 40/1 (Nr. 657).
Fig. 4. *Rotalia schroeteriana J. u. P.* 35/1 (Nr. 316).
Fig. 5. Globigerinnenkalk mesozoischen? (vermutlich jurassischen) Alters 40/1 (Nr. 1219).
Fig. 6. *Miogypsina complanata Schlumb.* ca. 60/1 (Nr. 1388 *a*).



3.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. *Polytrema planum Carter* ca. 40/1 (Nr. 657).


Fig. 2. *Pulvinulina tuberocapitata Chapman* ca. 100/1 (Nr. 1056).

Fig. 3. *Rotalia cf. annectens P. u. J. var. concinna Millett.* 40/1 (Nr. 657).

Fig. 4. *Rotalia schroeteriana J. u. P.* 35/1 (Nr. 316).

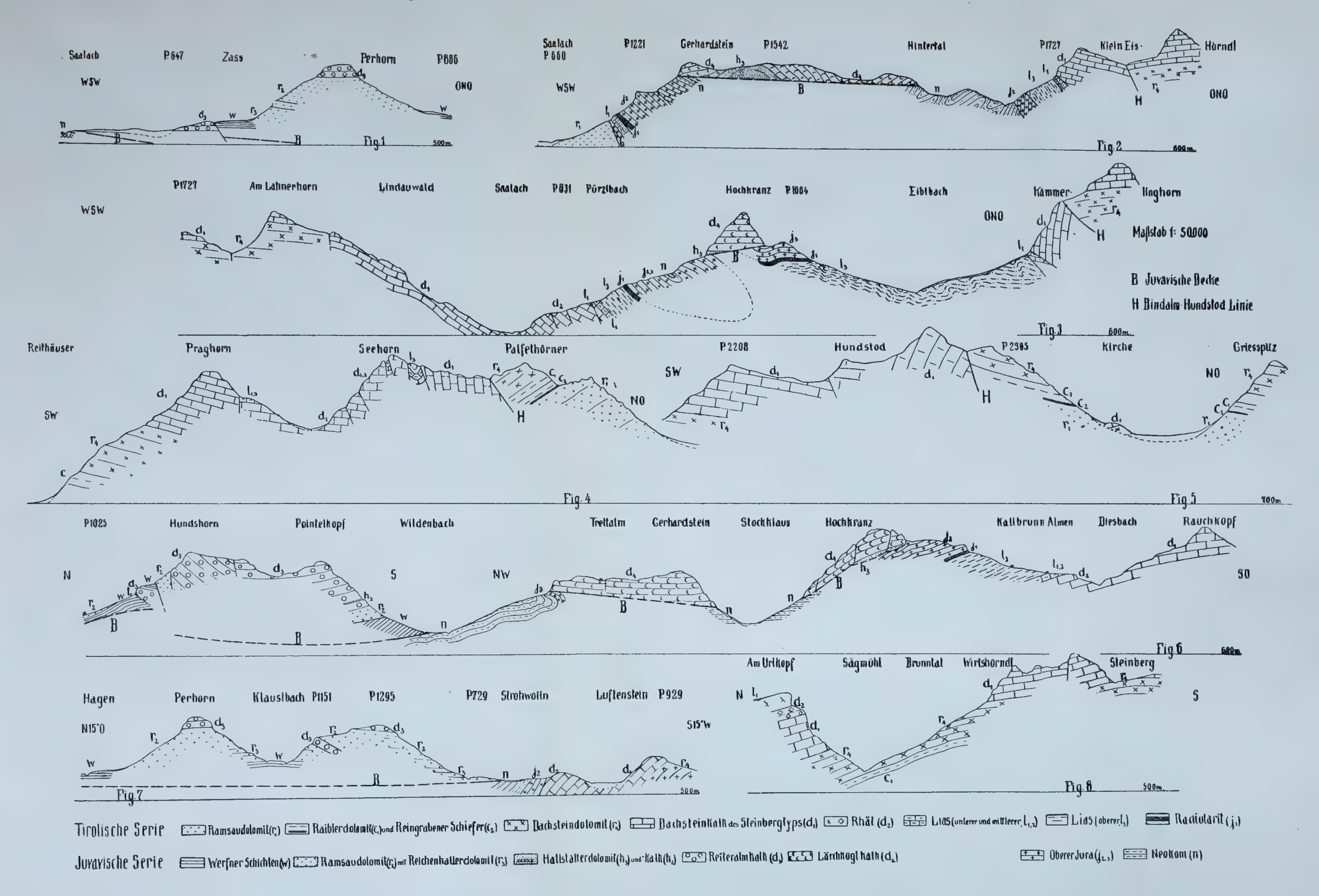
Fig. 5. Globigerinnenkalk mesozoischen? (vermutlich jurassischen) Alters 40/1 (Nr. 1219).

Fig. 6. *Miogypsina complanata Schlumb.* ca. 60/1 (Nr. 1388 *a*).

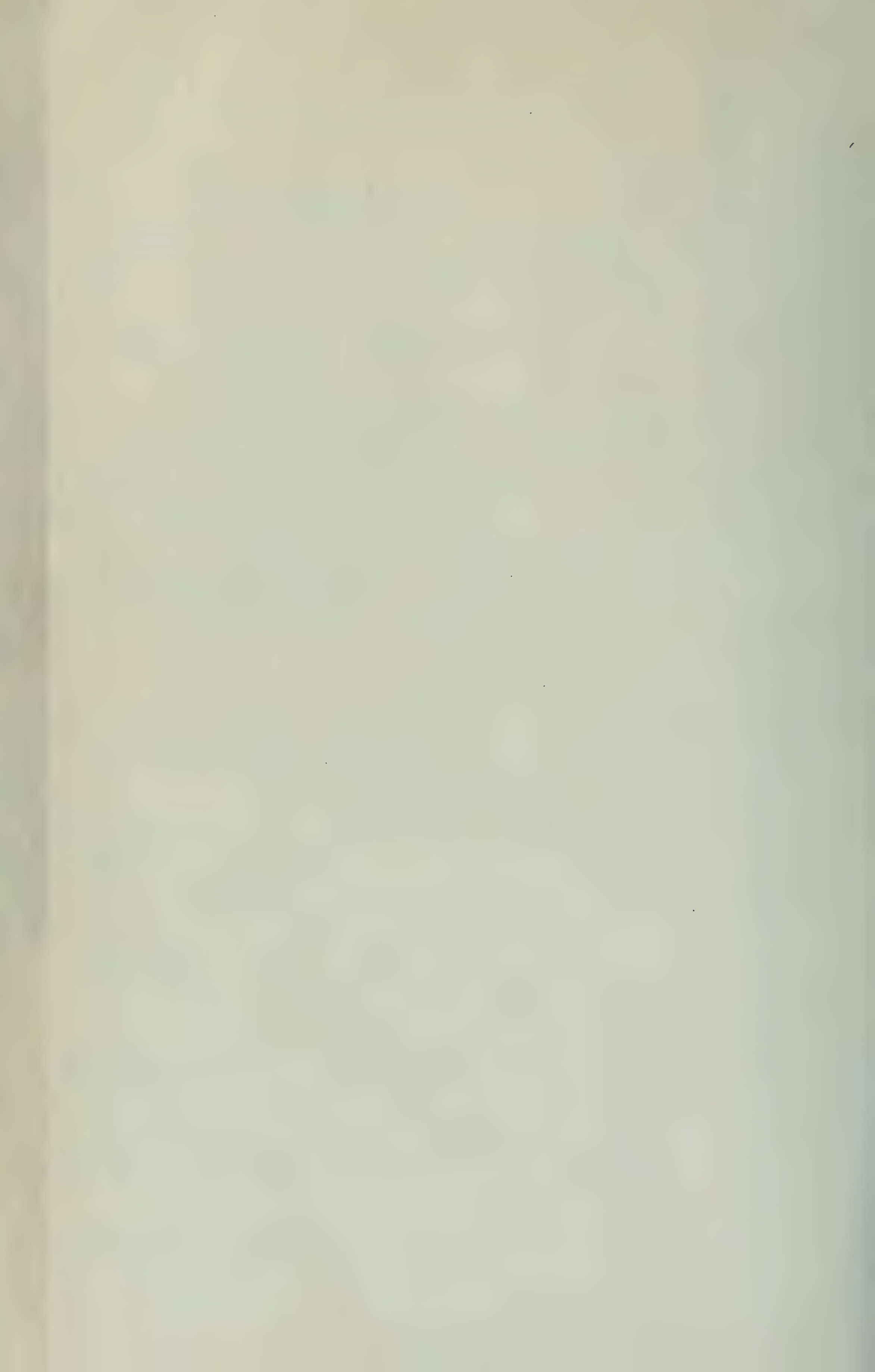


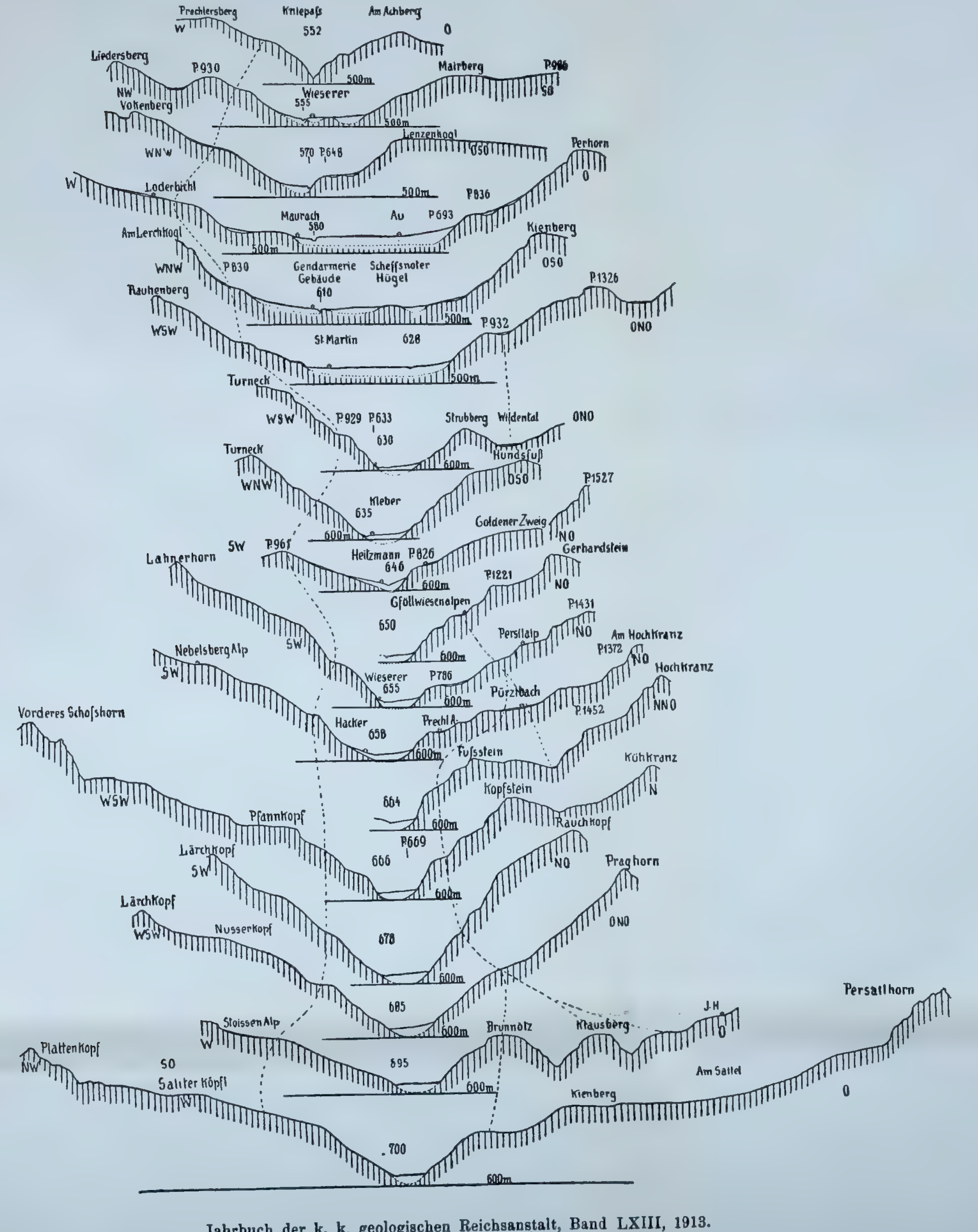
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII., 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.





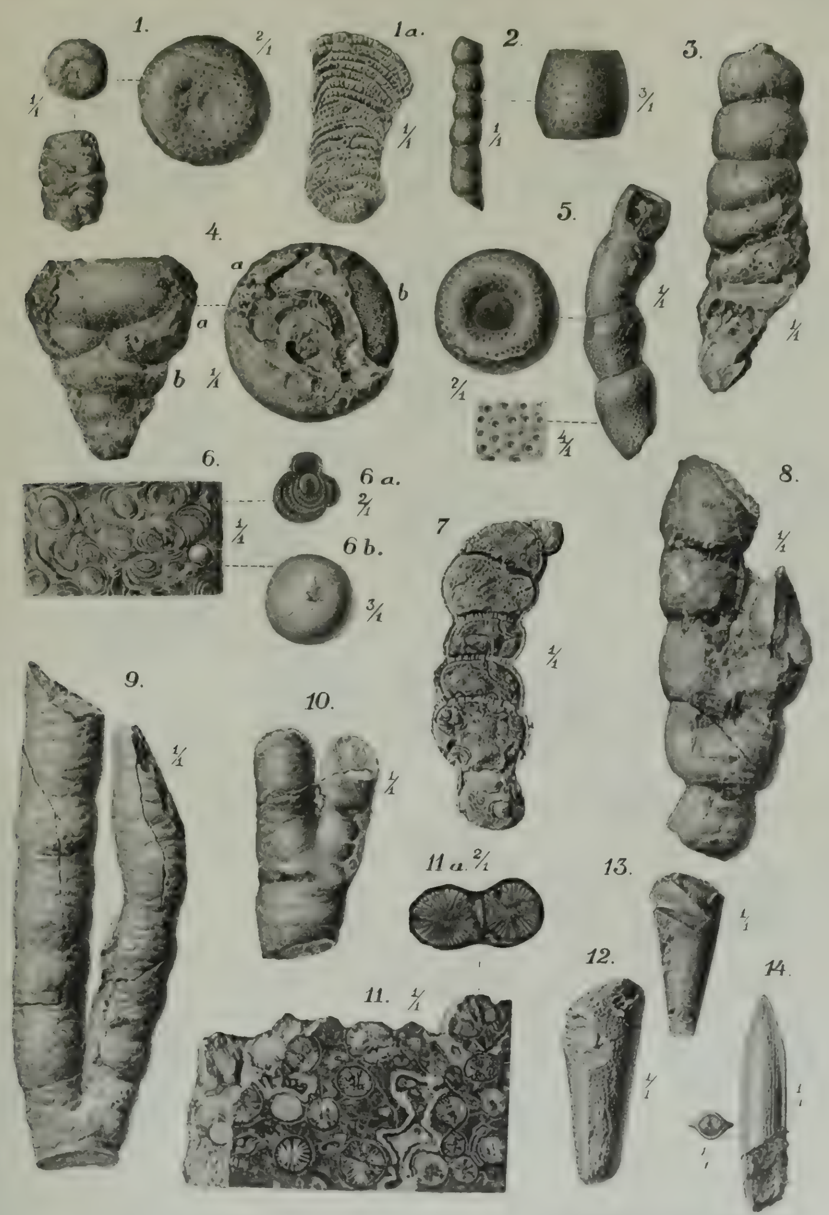
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.





Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LXIII, 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



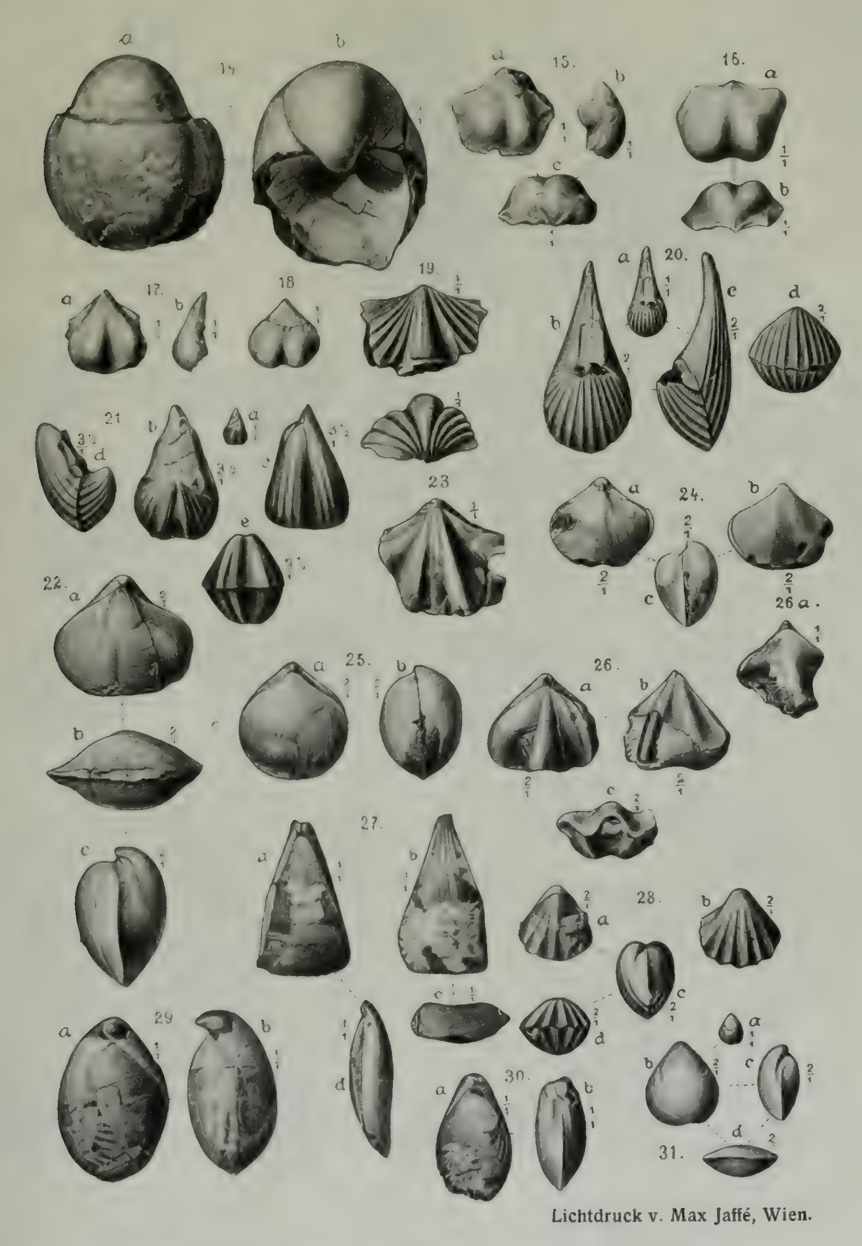


Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



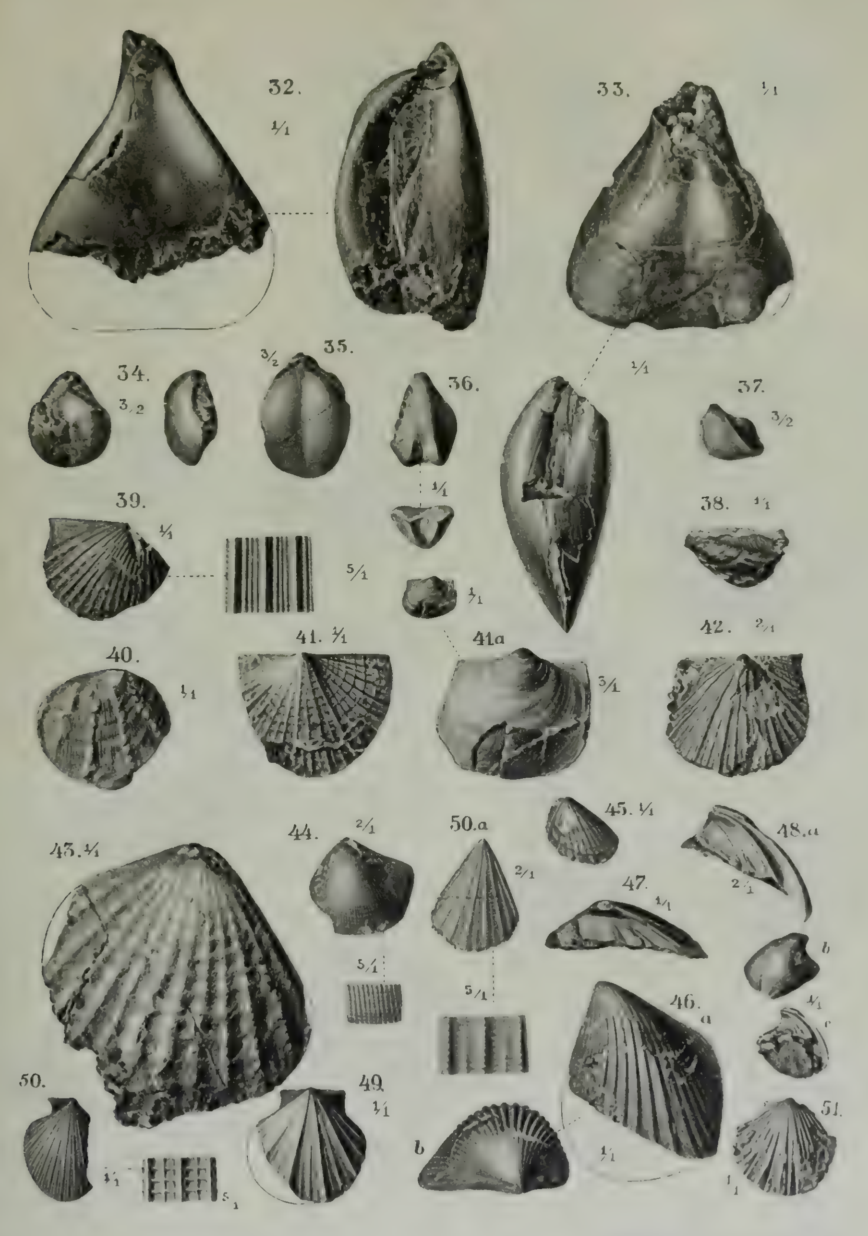
Fr. Toula: Die Kalke vom Jägerhause bei Baden. Taf. V (II).



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.





Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII. 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



52. 1/1
53. 1/1
54. 1/1
55. 1/1
5/1
56. 3/1
56. 1/1
57. 5/2
58. 1/1
59. 1/1
60. 3/1
64. 1/1
61. 1/1
62. 1/1
a
1/1 65. 1/1
a b
67. 1/1
63. 1/1
b.
66.
1/1 3/1
70. 1/1
71. 1/1
a.
68. 1/1
b
69. 1/1

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



1

2

3

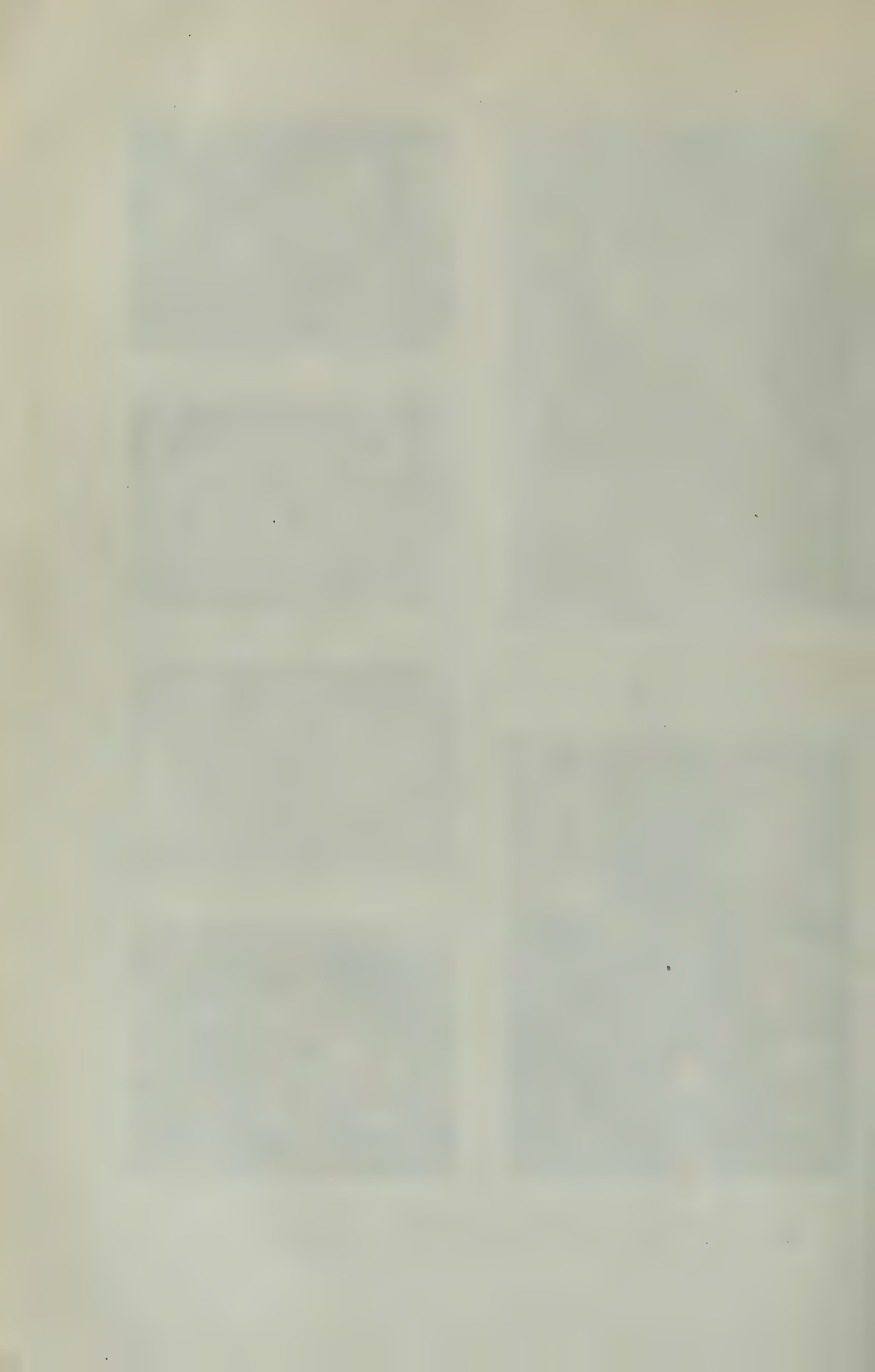
4

5

6

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

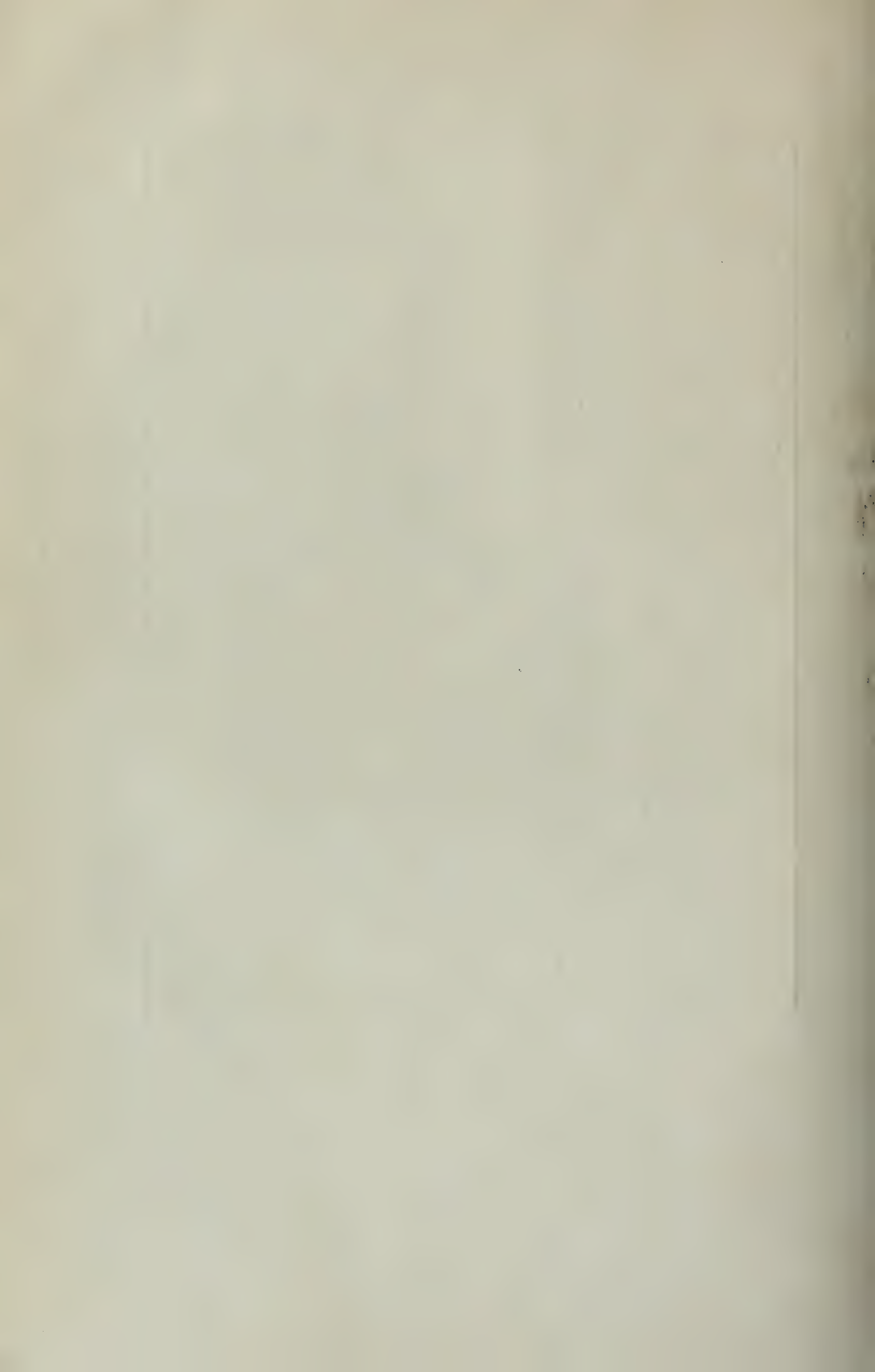
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.





Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913. Taf. IX.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien





Inhalt.

1. Heft.

Seite

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Ausgegeben Ende August 1913.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1913. LXIII. BAND.

2. Heft.



Wien, 1913.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung
I. Graben 31.





Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern.

(Tuxer Voralpen.)

Von **Eduard Hartmann** (München).

Mit 23 Figuren im Texte.

I. Teil (Stratigraphie und Petrographie).

Vorwort.

Zu vorliegender Arbeit gab Herr Professor A. Rothpletz die Anregung.

Ursprünglich waren für die Aufnahme der geologischen Karte der Tarntaler Berge die Sommermonate der Jahre 1909 und 1910 vorgesehen, allein die schlechte Witterung des Sommers 1910 und der Mangel guter topographischer Karten machten die Zugabe eines weiteren Sommers nötig.

Da die Sektionskopien, welche dem Verfasser vom k. u. k. Militärgeographischen Institut in Wien in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden, vor allem wegen ihres zu kleinen Maßstabes für seine speziellen Zwecke nicht zu benützen waren, wurde vom Verfasser mit Hilfe der Sektionskopie eine topographische Karte der Tarntaler Berge im Maßstab 1 : 12.500 angefertigt. Diese bildet die Grundlage für die geologische Karte des zweiten Teiles.

Die vorliegende Abhandlung befaßt sich nur mit der Stratigraphie und Petrographie der Gesteine, welche am Aufbau der Tarntaler Berge teilnehmen, doch ließ es sich nicht umgehen, dabei mehrfach auf die tektonischen Verhältnisse Bezug zu nehmen. Letzteren ist ein eigener II. Teil gewidmet, welchem die geologische Karte beigegeben ist.

Für die Hilfe, welche ich im Laufe der Arbeit von meinen hochverehrten Lehrern erfuhr, vor allem von Herrn Professor Dr. Rothpletz, welcher zweimal mit dem Verfasser im Kartierungsgebiet weilte, dann von Herrn Professor Dr. Weinschenk, welcher bei der Bestimmung der Gesteinsdünnschliffe half, ferner von den Herren Professoren Dr. Broili, Dr. Stromer v. Reichenbach und Dr. Schlosser möchte ich an dieser Stelle nochmals herzlichst danken.

Mein Dank gebührt auch Herrn Dr. A. P. Young aus London sowie Herrn Pfarrer I. Schileo in Navis, welche mich mit sehr wertvollen Mitteilungen unterstützten.

Einleitung.

A. Topographie.

I. Gebirgskämme.

Das kartierte Gebiet, „Tarntaler Köpfe" oder „Tarntaler Berge" genannt, gehört den Tuxer Voralpen und damit dem Westende der Hohen Tauern an und umfaßt eine Fläche von annähernd 14 *qkm.*

Es besteht aus einem nördlichen und südlichen Hauptzug, welchen ein großes Hauptmassiv zwischengeschaltet ist.

Die beiden Hauptkämme sind im Gegensatze zum zentralen Teile wenig reich gegliedert und streichen im allgemeinen Ost-Nord-Ost.

Der nördliche Zug, hier „Schober-Mölszug" genannt, beginnt im Westen mit drei flachen Köpfen und drei flachen Scharten, welche nördlich der „Oberen Latterer Alm" liegen. Vom westlichsten Kopf ist nur der östlichste Teil in der Karte enthalten. Die östlichste der drei Scharten besitzt eine Höhe von 2332 *m.* Von ihr steigt der Grat zum wichtigen P. 2453 empor, zieht hinüber zur „Nördlichen Schoberspitze" (2450), welche von der „Südlichen Schoberspitze" durch eine tiefe Scharte getrennt ist[1]).

In seinem weiteren Verlauf trägt der Gebirgskamm den P. 2413, 2453 und kurz vor dem Umbiegen der Ost-Nord-Ost-Richtung in die Nord-Ost-Richtung die Klammer „Sonnenspitze" (2496). Es folgen nunmehr die Scharte (P. 2416), dann (P. 2454), die „Mölser Scharte" (2384) und der Gratrücken des „Mölser Berges" mit den P. 2460 und 2428 und 2485.

Sieht man von den unbedeutenden, ostwärts gerichteten Gratrippen der Mölser Scharte ab, so weist der gesamte, bogenförmige, nicht ganz 4 *km* lange Schober-Mölszug nur drei bedeutende Abzweigungen auf, nämlich im Westen bei P. 2453 einen leicht S-förmig geschwungenen steilen Grat, der im allgemeinen nach Süden verläuft, ferner die schon erwähnte südliche Schoberspitze und endlich den scharfen, zum Klammerjoch herabziehenden Südwestgrat der Klammer Sonnenspitze.

Der südliche Hauptkamm, wir nennen ihn „Kreuzjöchel-Pluderling-Zug". wird im Westen vom Kreuzjöchel (2539), in der Mitte vom P. 2493 und der Geierspitze (2858), im Osten vom Pluderling (2756) gebildet.

Die westliche Hälfte des zirka 4·5 *km* langen Grates entsendet nach Norden zwei größere Seitenäste. Der linke, westliche beginnt

---

[1]) Die nördliche Schoberspitze ist die Schoberspitze der Karte (P. 2450), die südliche die der Einheimischen (P. 2379).

steil westlich des Kreuzjöchels, zieht zur „Inneren Griffhütte" hinab (2167) und verflacht sich allmählich gegen die „Klammer Ochsen-Alpe" (1854[1]). Der rechte, östliche, zweigt flach beginnend bei P. 2348 vom Hauptkamm ab, wird mit P. 2282 und 2268 steiler und geht zuletzt in einen großen Steilabfall über, der in der Natur, nicht aber auf der Karte ziemlich auffälllig hervortretend bis zum Südgrat des P. 2453 (im Schober-Mölszug) hinzieht. Er setzt sich aus dem „Kreuzschroffen" (2161), dem „Zirben-Schroffen (2134) und dem „Schwarzen Schroffen" zusammen.

In der östlichen Grathälfte des Kreuzjöchel-Pluderlingkammes zweigt vom Pluderling eine gebogene scharfe Gratrippe nach Norden und von der Geierspitze der zackige „Sägenhorstgrat" nach Süden ab.

Das Hauptmassiv selbst hat die Form eines riesigen rechteckigen Blockes, dessen Längsseiten ungefähr Nord-Süd streichen. Seine zerzackte Oberseite wird an der Nordkante vom schmalen, flach sich nach Westen neigenden „Untertarntal", in der Mitte vom breiteren, kesselförmigen und höher gelegenen „Obertarntal" in ostwestlicher Richtung durchfurcht.

Das Untertarntal hat zur Nordgrenze den zackengeschmückten Zug des „Nederers" (2763[2]) und wird durch den Sonnenspitz-Westgrat vom Obertarntal getrennt. Dieses wird im Osten vom Sonnenspitz-Südgrat, im Süden von den kühnen Pyramiden des „Großen und Kleinen Reckners" und dem diesen beiden vorgelagerten mächtigen Schuttwall umgrenzt. Der Große Reckner ist mit 2891 *m* der höchste Punkt des gesamten Gebietes. Vom Kleinen Reckner (2830) zieht ein von mehreren Steilstufen unterbrochener Westgrat, „Klein-Reckner-Westgrat" genannt, bis zur „Schmirner-Reisse" hinab. Die beiden Reckner sind zugleich am Aufbau der Südseite des Hauptmassivs beteiligt.

Diese besitzt ein schwach ausgeprägtes, sich nach Süden und Westen öffnendes Kar, gebildet von den Recknergipfeln und der kuppelförmigen „Geierspitze" (2858). Mehrere bedeutende Steilstufen unterbrechen das mit Schutt reich bedeckte Gehänge.

Die Nordwand des zentralen Massivs stellt eine breite, mit Schutt und großem Blockwerk übersäte, im Durchschnitt etwa 35° geneigte Ebene dar, die südlich des Klammerjoches beginnt und in den oberen steilen Wänden des Nederer Kammes ihren Abschluß findet. An ihrer Ostseite verläuft der mit drei Türmen geschmückte Südgrat der „Klammerspitze" (2520), welcher mit dem Nederer Hauptgipfel verschmilzt und sich am Hauptgipfel (P. 2520) in einen westlichen und östlichen Seitengrat spaltet. Die grasige Steilrinne, welche zwischen dem Ostgrat der Klammspitze und den mächtigen Felswänden im Süden zu einer schmalen Scharte = P. 2500 emporzieht, heißt bei den Einheimischen „die Sundiger".

---

[1]) Auf den Sektionskopien und auf der Übersichtskarte der Sektion Hall wird sie irrtümlicherweise „Griff-Alpe" genannt.

[2]) So heißt dieser Berg in der geologischen Literatur. Auf der Karte jedoch und von den Einheimischen wird er „Tarntaler Köpfe" genannt. Sie haben eigentlich dem ganzen Gebiete den Namen gegeben.

Die Ost- und Westseite des Hauptmassivs weisen mächtige Steilabfälle auf. Die Ostwand wird besonders im Norden und in der Mitte durch eine mit Schutt erfüllte Terrasse in zwei sehr auffällige und überaus schroffe Absätze zerlegt. In den nördlichen Teil der reichgegliederten Westwand hingegen ist eine tiefe Rinne, der „Isselgraben", eingeschnitten, durch den man bequem in die zwei verborgen liegenden mit Seen geschmückten Hochtäler gelangt.

II. Täler.

Neben den ihrer Größe nach unbedeutenden Talbildungen des Hauptmassivs weist das Gebiet noch drei mächtige Täler oder Kare auf, welche durch die eigenartige, an eine römische I erinnernde Anordnung der Gebirgsmassen bedingt sind.

Im Osten haben wir das trogförmige „Lizumtal". Am Pluderling beginnend, zieht es, links von den unteren Sonnenspitz-Ostwänden begrenzt, gegen Norden und verbreitet sich östlich bis zur Mölser Scharte und zum Mölser Berg. Ein bei der Nordostecke des Tarntal-Hauptmassivs, beim „Wetzsteinbruch" beginnender und Nord-Süd streichender Abfall (P. 2210, 2208, 2221 und 2206) teilt im Norden das ganze Tal in eine westliche obere und östliche untere Hälfte. Letztere enthält die traulich gelegene Lizumalpe und das neue gastliche Schutzhaus der Alpenvereins-Sektion Hall mit zirka 2030 *m*. Das nordwestliche obere Lizumtal enthält noch den sogenannten „Melk-Platz".

Als zweites großes Hochtal ist im Westen das mächtige „Klamm-Tal" zu nennen, nach dem dortigen Bach genannt. Seine Grenzen sind im Norden der Schober-Sonnenspitz-Kamm, das Klammjoch, im Osten die Westwand des Tarntalmassivs, im Süden der Kreuzjöchel-Geierspitz-Zug. Der zentrale Teil dieses Tales, besonders derjenige, welcher sich an die Westwand des Hauptmassivs anschmiegt, heißt das „Grübl". Dieses enthält die „Knappenkuchel"[1]. Sie besteht aus den braunen Felsköpfen des „Kreuz"- und „Roten Schroffens" und dem namenlosen, langgestreckten Felsrücken, welcher dem P. 2182 nördlich vorgelagert ist.

Vom dritten, mächtigen Kar, dem „Mölstal" mit dem „Mölser Hochleger" reicht in das kartierte Gebiet nur der vom bogenförmigen Schober-Mölszug umgrenzte Teil mit den südlich gelegenen „Roßböden" und dem weithin sichtbaren „Kalten Kofel" (2318). Die westliche Umrahmung des Mölstales sei des Zusammenhanges halber erwähnt. Sie wird gebildet von der Naviser Sonnenspitze 2575[2]) und der Seekarspitze 2702 und weiter nördlich vom Mollgrübler 2747.

---

[1]) Diese ist in der Sektionskopie an eine völlig unrichtige Stelle gesetzt.

[2]) Diese ist nicht zu verwechseln mit der „Klammer" und „Tarntaler" Sonnenspitze.

B. Hydrographie.

I. Hydrographie der Täler.

In innigstem Zusammenhang mit der Orographie steht die Hydrographie. Die drei genannten Kare lassen den Lizum-, den Klamm- und den Mölsbach entstehen.

Der Lizumbach entspringt am Pluderling und mündet außerhalb des Gebietes bei Wattens in den Inn. Von seinen vielen rechten und linken Nebenbächen sind besonders die mächtigen Quellen zu nennen, welche nordwestlich der Lizumalpe dem linken, schuttbedeckten Talgehänge entspringen.

Das große Klammhochtal besitzt in dem Klammbach eine zentral gelegene, nach Westen geneigte Sammelrinne. Ihn bilden zwei Bäche, welche in der Knappenkuchel entspringen und von vier starken Quellen gespeist werden, welche nahe am großen Westabfall aus dem schuttbedeckten Karboden hervorquellen. Der Klammbach mündet in die Navis, den Seitenbach der Sill.

Das Mölstal enthält im Süden wenig bedeutende Bäche und Rinnsale, welche zur Bildung oder Verstärkung des tiefer gelegenen, in den Lizumbach mündenden Mölsbaches beitragen.

II. Hydrographie des Hauptmassivs.

Die Entwässerung des unteren und oberen Tarntales erfolgt heutzutage nicht mehr oberirdisch durch den Isselgraben, wie die Sektionskopien angeben, sondern auf unterirdischem Wege. Das Regenwasser und sehr reichliche Schmelzwasser sammelt sich am Boden der beiden Täler in kleinen Seen an und verschwindet im Schutt oder wie im Untertarntal 1910 deutlich zu sehen war, auch im zerklüfteten anstehenden Gestein. Daß die verschwundenen Gewässer nach langem Weg durch Fels und Schutt in der Knappenkuchel als die schon angeführten ausgezeichneten Quellen wieder auftauchen, darf als sicher angenommen werden. Das südlich des Reckners gelegene Kar wird jedoch oberirdisch entwässert. Einmal ist der Abfluß des kleinen „Staffelsees" zu nennen, welcher „Obere Bach" heißt, und westlich von diesem auf der Südseite des Westgrates des Kleinen Reckners ein kleiner Bach, der einen Wasserfall bildet. Der „Obere Bach" mündet in den Schmirner Bach, dieser in die Sill.

III. Seen.

Der größte See des Gebietes ist der südöstlich der Geierspitze gelegene „Junssee". Sein unbedeutender Abfluß, der „Junsbach", mündet in den „Tuxer Bach", dieser in die Ziller. Um vieles kleiner als der Junssee sind zwei annähernd gleichgroße Seen: der westlich der Mölser Scharte befindliche „Mölssee" und am Klammerjoch der „Klammsee". Von sehr geringer Ausdehnung sind die vier Seen des Untertarntales und der in seiner Größe ziemlich schwankende See des Obertarntales.

Ein bemerkenswerter Zug der Hydrographie der Tarntaler Berge ist der, daß sämtliche Bäche trotz ihres verschiedenen, manchmal geradezu entgegengesetzt gerichteten Laufes dem Stromnetz des Inns angehören.

C. Literaturverzeichnis.

1. D. Frank Adams und I. Th. Nicolson, „An experimental investigation into the flow of marble". Philosophical Transactions of the royal society of London.
2. A. Arzruni, „Neue Beobachtungen am Nephrit und Jadeit". Zeitschr. f. Ethnologie 1883. XV.
3. F. E. Becke, „Livret-guide des excursions en Autriche du 9e Congrès géologique international". Wien 1903. Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. I. Teil. Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal). Mit Profilen und einer geologischen Übersichtskarte.
4. J. Blaas, „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brenner Gebiete" (mit Tafeln und Profilen). Nova Acta der K. S. 1. Leop. Carol. D. Akademie der Naturforscher. Bd. LXIV. Nr. 1. Halle 1894.
5. — „Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen". 4. Mitteltirol, pag. 434 (mit Karte 1902).
6. K. J. Bogdanowitsch, „Die Nephritlagerstätten des Kuenlüngebirges. Verh. d. Kais. russ. Mineralog. Ges. 2 S. XXIX 1892, pag. 153 (Russ., Referat von E. Kaiser. N. Jahrb. f. Min. 1894, II, pag. 24).
7. G. G. Crick, „Notes on two Cephalopods collected by Dr. A. P. Young on the Tarntaler Köpfe in Tirol". Geological Magazine Nr. X, Oktober 1909, pag. 443—447.
8. C. Diener, „Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes" 1903.
9. A. Dieseldorf, „Nephrit im Muttergestein und neue Nephritfunde auf Neuseeland". Zentralbl. f. Min. 1901, pag. 335—344.
10. A. M. Finnlayson, „The Nephrite and Magnesian Rocks of the south Island of New Zealand". Pag. 351—381, Vol. 96, 1909. Quart. Journ. Geol. Society London.
11. A. Goldfuß, „Petrefacta Germaniae". Düsseldorf. 1834—1840.
12. F. Frech, „Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner". Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Österr. Alpenvereines. II. Bd., 1. Heft, Innsbruck 1905.
13. W. v. Gümbel, „Geolog. Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades und ihre Umgebung". Sitzungsber. d. Math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. 1892, Bd. XII, Heft 1.
14. F. v. Hauer, „Geolog. Karte von Österr.-Ungarn". Wien, II. Aufl., 1875.
15. Fr. Heritsch, „Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner". 1912. I. S. d. Geol. Rundschau. Bd. III, Heft 3.
16. J. v. Kerner, „Die Karbonflora des Steinacher Joches". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 365—386 mit lithographischen Tafeln.
17. J. Martin, „Zone à avicula contorta ou Etage rhätien". Academie des sciences de Dijon. Tome XII, 1864.
18. W. Paulcke, „Alpiner Nephrit und die Nephritfrage". Verh. d. naturwiss. Vereines Karlsruhe 23. Bd. 1909—1910, pag. 77—86.
19. A. Penck und E. Brückner, „Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig 1909, pag. 333 u. 334.
20. A. Pichler, „Beiträge zur Geognosie Tirols (aus dem Inn- und Wipptale)". Zeitschr. d. Ferdinandeums Innsbruck (pag. 139—232 mit Karte und Profiltafel). 1859.
21. A. Pichler und J. Blaas, „Die Quarzphyllite bei Innsbruck". Tschermaks Min. Mitteil. 1882, pag. 503—518.
22. — „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen." Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteil. Neue Folge. Wien 1883 (pag. 293—303).

23. A. Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen“ mit Profilen und Textfiguren. 1894.
24. — „Geologische Alpenforschungen II“, „Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse“. Pag. 208—214, München 1905.
25. B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Sitzungsber. v. 1. Februar 1910.
26. — „Zur Systematik zentralalpiner Decken.“ V. 1910.
27. — „Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern“. 1. Ber. mit 4 Karten, 17 Textfig. Sonderabhandl. LXXXII. Bd. d. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. 1911.
28. — „Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen“. Tschermaks Min. Mitteil. XXX. Bd. 1911.
29. — „Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigäuer Serien“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911. Nr. 15.
30. — „Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 62. Bd. 1912.
31. — Programm der geologischen Exkursionen in den Alpen (Graubünden und Tauerngebiet). V. Westende der Tauern (Tuxer Alpen). Geol. Rundschau, 1912.
32. G. Stache, „Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1871.
33. — „Über die Steinkohlenformation der Zentralalpen“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 78.
34. — „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen“ mit einer Übersichtskarte. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1874.
35. G. Steinmann, „Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine„. Ber. d. Naturw. Gesellsch. Freiburg 1905.
36. — „Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose“. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ver. f. Natur u. Heilkunde zu Bonn 1908.
37. — „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes“. Mitteil. d. Geolog. Gesellsch. in Wien. III. Bd., 1910, pag. 285—299.
38. F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894 mit Profilen, einer Karte und petrographischen Tafeln.
39. E. Suess, Antlitz der Erde. III. Bd. XIV. Abschnitt. „Die Alpen.“
40. P. Termier, „Sur la structure des Hohe Tauern“ C. R. CXXXIII.
41. — „Sur la synthèse géologique des Alpes orientales“ C. R. CXXXVII.
42. — „Les nappes des alpes orientales et la synthèse des Alpes“. Bull. Soc. géol. de France. 4e sér. tome III. 1904.
43. — „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline“. Bulletin de la Soc. géol. de France. 4e Série 1905, pag. 209 u. ff.
44. Uhlig, „Über die Tektonik der Ostalpen“. Verhandl. d. Ges. d. Naturforsch. u. Ärzte. Salzburg 1909.
45. — „Der Deckenbau der Ostalpen“. Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien II. Bd. 1909.
46. O. A. Welter, „Bericht über neuere Nephritarbeiten“. Sonderabdruck aus d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft 2, 1911.
47. O. Wilkens, „Der geologische Bau der Hohen Tauern“. Naturw. Wochenschr. N. F. 2904.
48. G. Winkler, „Die Schichten der *Avicula contorta*“. München 1859.
49. A. P. Young, „On a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe“ (Tirol). Mineralogical Magazine September 1907. Vol. V. Nr. IV, pag. 365—372.
50 — „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass“. Quart. Journ. geol. Soc. 1908, pag. 596—603.
51. — „Structure and Physiography of the Tarntal Mass“. Geol. Mag. 1909. August 1909, pag. 339—347.
52. — „On the glaciation of the Navis Valley in North Tirol“. Geol. Mag. Juni 1910, pag. 244—258.

D. Wichtigere ältere Arbeiten.

1. A. Pichler, 1859. „Beiträge zur Geognosie Tirols." (Aus dem Inn- und Wipptale.) Zeitschrift des Ferdinandeums Innsbruck (pag. 139—232) mit Karte und Profiltafel.

A. Pichler ist der erste Geologe, der sich eingehender mit den Tarntaler Bergen beschäftigt hat. Er ist zu folgenden Resultaten gelangt:

Am Aufbau der Tarntaler Berge beteiligen sich „quarzige und kalkige Tonglimmerschiefer" und unterer Lias. Die kalkigen und quarzigen Tonglimmerschiefer sind metamorphe Sedimente. Sie haben zum größten Teil unbestimmbares Alter, umfassen jedoch möglicherweise auch den Lias.

Der Lias selbst besteht aus: VIII. Serpentin, VII. Ophikalzit, VI. Chloritschiefern, V. Talkschiefern, IV. grünlichen und weißgrauen, quarzhaltigen Kalkschiefern, III. bunten, manchmal stark metamorphen Tonschiefern, II. dunkelgrauen, körnigen, serizitischen Kalken mit: *Lithodendron*, *Pentacrinus*, *Gervillia inflata* und Belemniten, I. einem mächtigen grauen, kristallinen, bisweilen brecciösen „Kalk".

Vielleicht vertritt ein Teil der belemnitenführenden Kalke die Fleckenmergel. Der Serpentin ist durch Metamorphose aus dem Lias entstanden.

2. G. Stache, 1871. „Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen." V. R.-A. 1871.

Der Publikation können wir entnehmen, daß in den Tarntaler Alpen Staches große Tonglimmerschiefergruppe vertreten ist.

Diese hat vorherrschend karbonisches Alter, umfaßt jedoch auch ältere und jüngere Schichten und wird im Norden von den Quarzphylliten der Innsbrucker Gegend, im Süden vom Zillertaler Zentralgneis und im Westen vom Stubaier Glimmerschiefer begrenzt.

3. G. Stache, 1872. „Über die Steinkohlenformation der Zentralalpen." V. R.-A. 1872, pag. 78.

Stache spricht davon, daß er in den „kalkigen Tonglimmerschiefern Pichlers" „einen schlechterhaltenen Pflanzenrest mit deutlichen Rippen gefunden habe, welche lebhaft an Sigillarien erinnern."

4. G. Stache, 1874. „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen." J. R.-A. 1874. (Mit einer Übersichtskarte.)

Die Ausführungen sind unklar gehalten. Doch haben sicher manche Punkte auf unser Gebiet Bezug. Pichlers quarzige und kalkige Tonglimmerschiefer heißen bei ihm Kalktonphyllite und Quarzphyllite. Beide Gruppen können sich stellenweise vertreten und gehören zumeist dem Paläozoikum an, sie reichen jedoch auch bis in die protozoische Periode. In den höheren, zumeist karbonischen Gliedern treten zwei große Faziesbezirke auf. An den Küstenrändern findet sich die „Riffazies". Sie besteht aus Dolomiten, Kalken, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten, Quarziten, Rauhwacken, violetten und grünen Schiefern und Chlorit und Serpentingesteinen. Ein Teil der

genannten Bildungen wird jedoch vorsichtigerweise auch der Trias und dem Lias zugerechnet. Die „Tiefseefazies“ ist wieder durch die schon mehrfach genannten Quarzphyllite und Kalktonphyllite vertreten.

5. F. v. Hauer, 1875. „Geologische Karte von Österreich-Ungarn.“ Wien, 2. Auflage.

Sie gibt für das Gebiet die Primärformation, das Karbon und den Serpentin an.

6. A. Pichler und J. Blaas, 1882. „Die Quarzphyllite bei Innsbruck.“ Tschermaks Mineralogische Mitteilungen 1882, pag. 503—518.

Die südlich von Innsbruck gelegenen Quarzphyllite werden zum erstenmal petrographisch untersucht. Sie sind ursprüngliche, aus Lösungen ausgeschiedene Produkte, keine metamorphen Sedimente.

7. A. Pichler, 1883. „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen.“ Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. Neue Folge, 5., Wien 1883, pag. 293—303.

Der 1882 schon beschriebene Quarzphyllit, hier schlechtweg nur Phyllit genannt, wird charakterisiert durch das Auftreten von gut ausgebildeten Turmalinen und Feldspaten mit Helizitstruktur. Dem Alter nach liegt der Phyllit zwischen den „Wildschönauer Schiefern“ und der alpinen Gneisformation. Die ehemals Tonglimmerschiefer, jetzt Kalkphyllite genannten Schiefer werden als jüngere Einlagerungen des Quarzphyllits aufgefaßt.

8. A. Rothpletz, 1894. „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.“ Mit Profilen und Textfiguren.

Rothpletz veröffentlicht in demselben die Ergebnisse mehrfacher Besuche der Tarntaler Berge. Über ein altes, stark und unregelmäßig abgetragenes Gebirge, das aus den „paläozoischen Brennerschiefern“ (Pichlers kalkige Tonglimmerschiefer oder Kalkphyllite) und archäischen, mit zwei Dolomiteinlagerungen versehenen Quarzphylliten (Pichlers quarzige Tonglimmerschiefer, Staches Quarzphyllite) besteht, transgrediert die Trias mit ihren höheren Gliedern. Sie beginnt mit sandigen Verrucano- oder sernifitartigen Schiefern, umfaßt einen mächtigen Dolomit, auf dem normal die versteinerungsführenden „Kössener Schichten“ liegen.

Auf den „Kössener Schichten“ liegt normal eine 300—400 *m* mächtige, durch reichen Fazieswechsel ausgezeichnete Liasserie, welche an der Mölser Scharte vielleicht mit sandigen Schiefern transgrediert. Als Grenze zwischen Trias und Lias wird uns ein stark brecciöses Dolomitband angegeben.

Es ruht auf den versteinerungsreichen Kössener Schichten, hat zum Hangenden pentacrinusführende Kalke, sodann violette und grüne Tonschiefer mit eingelagerten grünen Wetzsteinschiefern, ferner Ophikalzit, wiederum Tonschiefer vom Typus der schon genannten und zum Abschluß den mächtigen Serpentin. Der Serpentin wird als Lager aufgefaßt, die Ophikalzite als Lagergänge mit möglicher Kontaktmetamorphose.

Das alte Gebirge zeigt nach Rothpletz die Struktur eines Fächers. Seine nördliche Hälfte bilden die liegenden Quarzphyllite, den Süden die hangenden Brennerschiefer. Das mesozoische Gebirge

besteht aus annähernd ost-west-streichenden Mulden und Sätteln und ist an der Ostseite des Hauptmassivs durch eine bedeutende Verwerfung gestört. Angedeutet werden auch Verwerfungen der älteren Schichten.

9. J. Blaas, 1894. „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brennergebiete". (Mit Tafeln und Profilen.) Nova Acta der K. S. 1. Leop. Carol. Akademie der Naturforscher. Bd. LXIV. Nr. 1, Halle 1894.

Nach Blaas kommen in den Tarntaler Bergen ungefähr die gleichen Serpentingesteine wie bei Matrei und Pfons vor. Die petrographische Untersuchung hat für diese folgende Resultate geliefert: „Feldspat- und chloritführende Schiefer unterlagen einer intensiven mechanischen Deformation, mit welcher ein durchgreifender chemischer Umsatz des ursprünglichen Mineralbestandes verbunden erscheint.

Der Feldspatbestandteil verschwindet, der chloritische verliert mehr und mehr seine Tonerde, wodurch das Serpentinmolekül desselben herrschend wird. Von außen zugeführt wurde Kalk. Im Laufe der Umwandlung tritt Kalk und ein augitisches Mineral auf, welch letzteres wieder der Serpentinisierung anheimfällt."

10. F. E. Suess, 1894. „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie." J. R.-A. 1894. (Mit Profilen, einer Karte und petrographischen Tafeln.)

F. E. Suess trennt wie Rothpletz ein älteres Gebirge von einem jüngeren. Das ältere besteht aus Kalkphylliten und aus Quarzphylliten. Die Kalkphyllite (bei Rothpletz Brennerschiefer) sind präkambrisch, die Quarzphyllite (bei Rothpletz Quarzphyllite) karbonisch. Letztere gleichen nämlich petrographisch ganz den Quarzphylliten des Steinacher oder Nößlacher Joches und haben wie diese Einlagerungen eines rotbraun anwitternden Dolomits. Die Quarzphyllite des Steinacher Joches gelten deshalb als karbonisch, da sie mit sicheren oberkarbonischen Schichten in Verbindung treten. Die Quarzphyllite bilden im Norden eine Antiklinale, an die sich im Süden, durch eine vorpermische Verwerfung getrennt, die Kalkphyllite anschließen. Quarz- und Kalkphyllite sind aus Sedimenten durch Dynamometamorphose hervorgegangen.

Über das alte Gebirge transgrediert nun das Perm und die Trias. Das Perm besteht aus einer verrucanoartigen Quarzserizitbreccie oder Grauwacke (bei Rothpletz sernifitartiger Schiefer, l. c. pag. 16). Auf ihr liegen lokal wenig mächtige, eisenreiche, gelbverwitternde Kalkbänke, im allgemeinen aber folgen die plattigen, violetten und grünen Quarzitschiefer = „Tarntaler Quarzitschiefer". (Bei Rothpletz violette und grüne Tonschiefer.) Sie enthalten oft zahlreiche Zwischenlagen eines eisenreichen, gelben plattigen Kalkes und mächtige, ehemals linsenförmige Massen eines Olivin-Serpentins mit vielen Diallagen.

Auf den permischen Gesteinen kam nun die Trias mit mächtigen Dolomiten und Kalken zum Absatz. Sie enthält auch Dolomitbreccien. Alle permischen und triadischen Gesteine sind mehr oder minder stark metamorphosiert und in ihrer Lagerung gestört.

So wurde durch die gebirgsbildenden Kräfte die Trias in parallele Ost-nord-ost streichende, sich gegen Westen senkende Falten gelegt. In den Tarntaler Bergen, am Hauptmassiv, wurde das Perm (die Tarntaler Quarzitschiefer mit dem intrusiven Serpentin) auf die Trias des Hauptmassivs von Süden nach Norden hinaufgeschoben oder gefaltet.

Das vom Perm überschobene mesozoische Hauptmassiv sank dann längs Verwerfungen in die Tiefe, wobei sich an der Geierspitze und Sonnenspitze Schleppungserscheinungen herausbildeten. Den tektonischen Kräften sowohl als auch den zirkulierenden Wässern und Lösungen wird die Entstehung der mit Kalzit verkitteten Serpentinbreccien und der Ophikalzite zugeschrieben.

11. J. Blaas, 1902. „Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen.“ 4. Mitteltirol, pag. 434. (Mit Karte.)

Blaas gibt in demselben eine Übersicht der Auffassungen von Pichler, Blaas, Rothpletz und F. E. Suess.

Die beiliegende Karte gibt karbonische Quarzphyllite und Kalkphyllite unbestimmten Alters, sodann Perm, Trias, überschobenes Perm und Serpentin an.

12. C. Diener, 1903. „Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes.“ 1903.

Diener hält sich, wie aus Text und Übersichtskarte hervorgeht, im wesentlichen an die Ergebnisse von F. E. Suess.

13. F. E. Becke und F. Löwl, 1903. „Livret-guide des excursions en Autriche du 9e congrès géologique international Vienne 1903.“ „Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern.“

F. Becke, I. Teil „Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern“ (Zillertal). Mit Profilen und einer geologischen Übersichtskarte.

Aus dem Text und der Karte ist herauszulesen: Die mesozoischen Massen der Tarntaler Berge transgredieren über die wahrscheinlich paläozoischen Kalkphyllite (bei Rothpletz Brennerschiefer, bei F. E. Suess Kalkphyllite) und die älteren Quarzphyllite, welche den „Pinzgauer und Pustertaler Quarzphylliten“ gleichgestellt werden. Die Kalkphyllite gehören dem weniger metamorphen Teil der Schieferhülle des intrusiven Zentralgranits an, welchem vielleicht mittelkarbonisches Alter zukommt. Ihre Grenze gegen die Quarzphyllite ist eine tektonische. Sie enthalten auch Serpentingesteine, welche umgewandelten, basische Eruptivgesteine darstellen.

14. P. Termier, 1905. „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline.“ Bulletin de la Société Géologique de France. 4. Serie 1905, pag. 209 u. ff.

Nach Termier gibt es in der Brennergegend vier große übereinanderliegende „nappes“ (Decken). Zur untersten gehört der Zentralgneis, dessen unmittelbare Schieferhülle mit ihren kristallinen Kalken, Quarziten, Konglomeraten, Glimmerschiefern, Amphiboliten und mit dem „Hochstegenkalke“ Beckes. Diesem kommt nach Termier mitteltriadisches Alter zu. Die zweite nächst-

höhere „Decke“ bilden die „Schistes lustrés“ (Rothpletz „Brennerschiefer“, F. E. Suess und Becke „Kalkphyllite“). Sie führen grüne Gesteine (umgewandelte Gabbros und Serpentine, Sprechenstein und Braunhof bei Sterzing) und sind mesozoisch bis neozoisch.

Die dritte Decke besteht hauptsächlich aus den permischen Stubaier Glimmerschiefern und den darauf abgelagerten, triadischen Dolomiten des Tribulaungebirges (Tribulaundecke).

Die hangendste, vierte Decke bilden paläozoische Quarzphyllite. Zu diesen gehören die „karbonischen“ Quarzphyllite des Steinacher Joches und die Quarzphyllite nördlich des Navisertales. Zur vierten Decke gehören auch die mesozoischen, vornehmlich triadischen Gebirgsmassen, welche auf den genannten Quarzphylliten ruhen.

Nach Termier haben die Tarntaler Berge nur an der nappe 2 (Brennerschiefer) und nappe 4 Anteil (Dolomit und Kalke der Tarntaler Berge und Quarzphyllite); denn nappe 1 ist nicht sichtbar, da sie von der nappe 2 und 4 bedeckt wird und nappe 3 ist gerade im kartierten Gebiete durch Auskeilen verschwunden.

15. F. Frech, 1905. „Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner.“ Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines. II. Bd. 1. Heft. Innsbruck 1905

Frech hat im wesentlichen die Resultate und die Karte von F. E. Suess übernommen. Neu ist die Auffassung der triadischen Dolomitbreccie, welche nunmehr als tektonische Bildung, aus dem Hauptdolomit entstanden, angesehen wird. Eine Übersichtstabelle der zentralalpinen Trias gibt für die Tarntaler Berge „Carditaschichten“ an. Doch werden im Text und auf der Karte darüber keine näheren Angaben gemacht. Näheres erfahren wir über die Altersbestimmung der karbonischen Quarzphyllite und der präkambrischen Kalkphyllite („karbonische Quarzphyllite“ Frechs, bei Rothpletz: archäische Quarzphyllite, bei Becke: Pustertaler und Pinzgauer Quarzphyllite; präkambrische Kalkphyllite Frechs bei Rothpletz: paläozoische Brennerschiefer, bei Becke: paläozoische Kalkphyllite, bei F. E. Suess: präkambrische Kalkphyllite).

Bei der Altersbestimmung der „karbonischen Quarzphyllite“ stützt sich Frech vornehmlich auf die Resultate der J. v. F. Kernerschen Abhandlung.

„Die Karbonflora des Steinacher Joches.“ J. R.-A. 1897, pag. 365—386. Mit lithographischen Tafeln (Nr. VIII—X).

Am Steinacher Joch liegen auf quarzigem, von grauen, braunanwitternden Eisendolomiten durchsetzten Phylliten, Quarz-, Kalk- und Schiefergerölle führende Konglomerate und Sandsteine, welche Anthrazitschiefer enthalten. In den Anthrazitschiefern finden sich sicher die unteren „Ottweiler“ — vielleicht auch noch die oberen „Saarbrücker Schichten“. Die Konglomerate und Sandsteine werden selbst wieder von den quarzreichen Phylliten bedeckt, vielleicht tek-

tonisch, vielleicht stratigraphisch. Mit diesen auf Grund der eben angegebenen Tatsachen allgemein für Karbon angesehenen Quarzphylliten haben nach Frech die Quarzphyllite der Tarntaler Berge manche Punkte gemeinsam.

Abgesehen davon, daß sie den Nößlachern Quarzphylliten sehr ähnlich sehen, enthalten sie, wie schon F. E. Suess angegeben, ebenfalls einen braunanwitternden Dolomit und schließlich liegen auf ihnen ebenfalls Quarzkonglomerate, die zum Teil jedoch in „Quarzserizitbreccien“ umgewandelt sind und von Frech teilweise zum „Karbon“ gestellt werden (l. c. pag. 14), während sie Suess dem „Perm oder der Untertrias“ einverleibt. Versteinerungsführende oder versteinerungslose Anthrazitschiefer konnten bisher in ihnen noch nicht gefunden werden. Lediglich auf Grund der eben genannten Vergleichspunkte werden die Quarzphyllite der Tarntaler Berge von Frech für karbonisch gehalten.

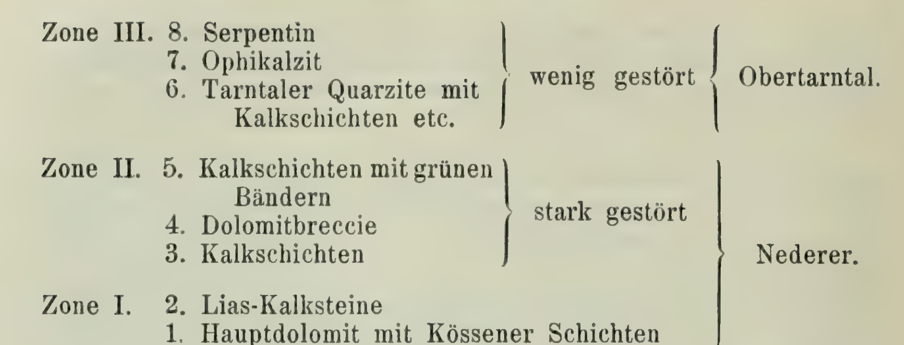
Die Kalkphyllite gehören der Schieferhülle des Zentralgneises an, welche präkambrisch ist. Sie besteht zu unterst aus silikatreichen Grenzschiefern, sodann aus den ebengenannten Kalkphylliten und zu oberst aus Quarzphylliten. Äquivalente dieser „präkambrischen Quarzphyllite“ überlagern im Norden unseres Gebietes nach Frechs Ansicht scheinbar konkordant die „karbonischen“ Quarzphyllite.

16. A. P. Young (London), 1907 „One a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe“ (Tirol). Mineralogical Magazine. September 1907. Vol. VIV, Nr. 5, pag. 365—372.

Young schildert einige Prozesse, welche der Serpentin der Tarntaler Berge durchzumachen hatte, bis er seine heutige Beschaffenheit und Lage erreichte. In vortriadische, kristalline Schiefer (F. E. Suess, Tarntaler Quarzitschiefer) dringt das Serpentinmuttergestein ein. Mit der Intrusion dieses Eruptivgesteines war eine Faltung der Schiefer verbunden. Die Kräfte, welche dieselbe hervorriefen, bildeten auch eine schieferige Randfazies des Serpentinmuttergesteines heraus und würden auch den Kern desselben schieferig entwickelt haben, wenn sie nicht plötzlich zu wirken aufgehört hätten. Der Kern erstarrte dann mit richtungsloser Struktur. (Ungeordnete Augite.) Die Schiefer und das Serpentinmuttergestein wurden dann auf die Trias hinaufgeschoben oder gefaltet. Hierfür gilt als Beweis einmal die mit F. E. Suess angenommene Altersverschiedenheit der hangenden und liegenden Gesteine im Hauptmassiv, ferner die Tatsache, daß die jetzt hangenden überschobenen, vortriadischen, kristallinen Tarntaler Quarzitschiefer von zahlreichen parallelen, senkrechten Klüften durchsetzt werden, welche nicht in die liegenden Triasgesteine hinabreichen.

17. A. P. Young, 1908. „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass“. Quart. Journal Geol. Soc. 1908, pag. 596—603.

Auf Grund der heutigen Aufschlüsse am Nederer (Tarntaler Köpfe) und im oberen Tarntal wird vom Verfasser folgendes Profil aufgestellt:



Zone	Schicht	Lagerung	Gebiet
Zone III.	8. Serpentin	wenig gestört	Obertarntal.
	7. Ophikalzit		
	6. Tarntaler Quarzite mit Kalkschichten etc.		
Zone II.	5. Kalkschichten mit grünen Bändern	stark gestört	Nederer.
	4. Dolomitbreccie		
	3. Kalkschichten		
Zone I.	2. Lias-Kalksteine		
	1. Hauptdolomit mit Kössener Schichten		

Nach Young lautet aber die normale ungestörte Schichtenfolge folgendermaßen:

4. Lias	Trias.
3. Rhät (Kössener Schichten)	
2. Hauptdolomit	
1. Tarntaler Quarzit mit Kalkschichten Serpentin mit Ophikalzit	Vortrias.

Die Lagerungsverhältnisse am Nederer werden deshalb folgendermaßen erklärt:

Zone I liegt normal auf Tarntaler Schiefern mit ihren Kalken und Serpentingesteinen und bilden den unteren Schenkel einer großen Falte, deren oberer Schenkel von Zone II und III gebildet wird, 3 wäre dann das verkehrt liegende 2; 4 das 1; 5 + 6 + 7 + 8 die verkehrt liegenden vortriadischen Schichten. Eine andere Erklärung des Profils rechnet damit, daß I ebenfalls normal liegt und mit II eine Falte bildet, deren oberer Schenkel = II durch Streckung an Mächtigkeit der Schichten eingebüßt hat. 3 ist wieder das verkehrt liegende 2, 4 das reduzierte 1.

Über die Falte ist nun III eigens darübergeschoben, und zwar so, daß eine Verwischung der Schichtgrenzen von II und III eintrat.

Die Eigenschaften sämtlicher in der Tabelle angeführten Gesteine werden in ökogene = an Ort und Stelle, vor den tektonischen Bewegungen erworbene und in apökische = während oder nach diesen erlangte eingeteilt.

Als ökogen wird bezeichnet:

1. Die Bildung der Tarntaler Schiefer — sie erfolgte in gleicher Weise wie die der alten Quarzphyllite (Tiefenmetamorphose).
2. Die Intrusion des Serpentinmuttergesteines, seine Kontaktwirkung an Kalken, welche heute von Serpentin umschlossen werden, und an Kalken, welche mit den Tarntaler Schiefern vorkommen.
3. Die Bildung der Ophikalzitgesteine.
4. Die allmähliche Verfestigung des Magmas.

Apökisch hingegen ist:

1. Die Trennung des Eruptivgesteines von seinem Zufuhrkanal.
2. Zum Teil seine Serpentinisierung.

3. Die Kataklasstruktur der Augite, des Serpentinkernes.
4. Die anormale Lagerung der Tarntaler Schichten.
5. Die mit den tektonischen Bewegungen verknüpften Faltungs- und Stauchungserscheinungen der Sedimente, insbesondere der Schichten, welche die Breccie 4 in Zone II umgeben.
6. Breccienbildung.

18. A. Penck & Brückner, „Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig 1909.

In diesem Werke ist die Rede vom alten Navisgletscher, welcher das Geschnitzstadium vertritt mit einer Schneegrenze von 2100 *m* (600 *m* unter der heutigen), ferner von den Endmoränen dieses Gletschers, die am Ende des Navistales bei Matrei abgesetzt wurden.

19. A. P. Young, 1909. „Structure and Physiography of the Tarntal Mass." Geol. Magazine August 1909, pag. 339—347.

Young berichtet von den Fossilresten (*Arnioceras cfr. Arnouldi Dumortier, Belemnites sp.* und Diatematidenreste), welche er im Jahre 1908 gefunden und Dr. G. C. Crick[1]) (London) und Dr. Bather (London) zur Bestimmung übergeben hatte.

Weiterhin erfahren wir, daß die Tarntalbreccie 4 in Zone II des Nederer Profils (cfr. Young, 1908) für karbonisch zu nehmen ist. Mehrere Beobachtungen in den Nachbarbergen, so am Mieselkopf, haben Young zu dieser Auffassung geführt. Einmal wird darauf hingewiesen, daß die Tarntalbreccie am Mieselkopf die gleiche rotbraune Verwitterungsfarbe zeigt wie der „karbonische Eisendolomit" F. E. Suess' in der Knappenkuchel. Weiterhin erfahren wir, daß es auf der Ostseite des Mieselkopfes eine Tarntalbreccie gibt, welche in parallele Platten gespalten ist, zwischen die ein jetzt umgewandeltes „gneisartiges Gestein mit Mineralien der Glimmer, Chlorit und Serpentingruppe" nach Art eines Intrusivgesteines eingedrungen ist und daß Quarzadern, wohl die parallelen Platten der Tarntalbreccie durchsetzen, nicht aber das „gneisartige" Gestein.

Young fand nun im Obertarntal ein Stück einer Tarntalbreccie, welches grünen Talk enthält, so wie er in der Nähe der großen Serpentinstöcke vorkommt. Diese Erscheinung und das Auftreten des gneisähnlichen Gesteines am Mieselkopf werden nun in Beziehung gebracht und folgende Schlüsse gezogen: In den Tarntaler Bergen lassen sich zwei zeitlich voneinander getrennte Intrusionen feststellen, welche von einem Magmaherd ausgehen. Das Verhältnis der beiden Intrusionen zu den Sedimentgesteinen ist folgendes: zunächst kam die Tarntalbreccie auf den Tarntaler Quarzitschiefern, welche ihren gefalteten Charakter schon fast erlangt hatten, zum Absatz, dann wurde sie in parallele Platten zerlegt. Zwischen diese dringt das Magma der ersten Intrusion ein. (Talk im Obertarntal und „gneisähnliches Gestein" am Mieselkopf). Diese Intrusion ist im Vergleiche zu der später stattfindenden zweiten sehr unbedeutend. Die spätere

---

[1]) G. Crick, „Notes on two Cephalopods collected by Dr. A. P. Young on the „Tarntaler Köpfe in Tirol". Geological Magazine No. X. Oktober 1909, pag. 443—447.

fand nur in den Tarntaler Quarzitschiefern statt und lieferte das Muttergestein zu den mächtigen Serpentinstöcken des Großen und Kleinen Reckners. Auf den Tarntaler Quarzitschiefern lagert sich dann der Hauptdolomit, die Kössener Schichten und der Lias ab. Diese drei Formationsglieder bilden zusammen den „Knappenkuchelblock". Die Tarntaler Quarzitschiefer hingegen und die früher erwähnten mit ihnen verknüpften grünen Kalke nebst den Serpentingesteinen liefern den „Recknerblock".

Der „Recknerblock" ist nun auf den „Knappenkuchelblock" hinaufgeschoben oder gefaltet, wobei die Tarntaler Breccie in die Liaskalke hineingepreßt wurde. Wie die nachstehende Schichtfolge am Nederergipfel:

5. Grüne Quarzite mit roten Hämatitschichten mit wohlentwickelten Schichtflächen und reichlichen, scharf begrenzten Bändern senkrecht zur Faltung. 73 *m*.

4. Dolomitband, reichlich mit Quarzadern durchsetzt, mit Dolomitbreccie, hier Tarntaler Dolomit genannt. Dieses Gestein mehr zerbrochen als gewalzt (shearing) ist bei den faltenden Prozessen in die Schichten hineingeknetet worden. 75 *m*.

3. Zone der größten Störung. Kalkschichten mit deutlicher mechanischer Faltung. 95 *m*.

2. Kalksteine verschiedentlich gebankt, mit Nordostfallen, sonst wenig gestört. 40 *m*.

1. Massiver Dolomit ungeschichtet, stellenweise brecciös ohne Anzeichen von Verwalzung. 330 *m*.

zeigt, ist der Recknerblock entweder der verkehrt liegende obere Schenkel, der Knappenkuchelblock der normal liegende, untere Schenkel einer großen liegenden Falte; oder der Recknerblock ist selbständig über den normal liegenden Knappenkuchelblock hinweggeschoben. Zwischen 3 und 4 ist nach Young die Zone der größten Störung.

20. B. Sander, 1910. „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe." V. R.-A. Sitzung vom 1. Februar 1910.

In dieser vorläufigen Mitteilung gibt Sander folgende Übersicht: „Eine aus den verschiedensten Gesteinen gemischte Breccie ist in unverkennbar einheitlicher Ausbildung in den Tuxer Voralpen reichlich vertreten.

Die Tarntaler Breccie enthält einerseits noch rhätische Fragmente, ist also postrhätisch, anderseits geht sie aus Grauwacken durch Aufnahme von Dolomit hervor. Entweder ist die Einmischung der Dolomitbrocken in die Grauwacken oder die Einbeziehung der rhätischen Fragmente in die Breccie grobmechanisch erfolgt.

Auch Übergänge der Tarntaler Breccie in reine Dolomitbreccien kommen vor, welch letztere Stadien zeigen, welche für Druckbreccien sprechen.

Nach der Zementierung der Tarntaler Breccie sowohl als der Dolomitbreccie wurde erstere derzeit darüberliegenden Tonschiefern, letztere derzeit darunterliegenden Kalkphylliten und kalkfreien Glanz-

schiefern in bedeutendem Ausmaß, wahrscheinlich tektonisch einverleibt. Die pyritführenden schwarzen Tonschiefer von der Basis des Kalkes der Saile (bei Innsbruck) sind auch in den Tuxer Voralpen vertreten. Die Rauhwacken der Tuxer Voralpen können von Gips begleitet werden."

21. E. Suess, 1910. Das Antlitz der Erde. III. Bd. Vierzehnter Abschnitt. „Die Alpen." Pag. 191.

Wir entnehmen, daß die Tarntaler Berge mit ihren Quarzphylliten, Brennerschiefern, Trias-, Jura- und Serpentingesteinen zu Suess' „lepontinischer Decke" zu rechnen sind.

22. G. Steinmann, 1910. „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes." Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien. III. Bd., 1910, pag. 285—299.

Die Brennerschiefer und der Serpentin des Tarntalmassivs gehören der „rhätischen Decke" an. Der Serpentin ist aber durch „antiklinale Einfaltung in die tieferen Teile der ostalpinen Decke gelangt".

23. A. P. Young, 1910. „On the Glaciation of the Navis valley in North-Tirol.„ Geological Magazine, New Series V. Decad. Vol. III. Nr. VI. Juni 1910, pag. 244—258.

Young stellt zwei Präwürmeiszeiten und zwei Postwürmeiszeiten mit je einer Schneegrenze von ca. 2400 bzw. 2650 fest, ferner Erosionserscheinungen, welche das Grübelkar und Obertarntal hervorriefen.

24. B. Sander, 1911. „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern." 1. Bericht mit 4 Karten, 17 Textfiguren, Sonderabdruck. LXXXII. Bd. d. Denkschr. d. kais. Akad. d. W. math.-naturw. Klasse, pag. LXXXII.

Die Arbeit gibt vor allem eine Übersicht der Gesteine, welche am Aufbau des Tauernwestendes beteiligt sind.

Es werden ausgeschieden:

I. Kalke und Dolomite, unter diesen: 1. Kalkmarmore = Tuxer Marmor; 2. Bänderkalke; 3. Dolomite, *a*) Dolomitmarmore, *b*) Pfitscherdolomite, *c*) helle und dunkle, brecciöse Dolomite (Dolomite der Maulser und Tarntaler Trias), *d*) Rauhwacken, *e*) Eisendolomite; II. Glanzschiefer; III. Quarzite; IV. Grauwackengneise; V. Knollengneise; VI. Grünschiefer, Serpentin, Talk; VII. Amphibolite; VIII. Phyllite; 1. Kalkphyllite, 2. Quarzphyllite, IX. Augengneise, X. Greinerschiefer, XI. Zentralgneise.

Leider werden bezüglich des Alters der einzelnen Gesteine keine näheren Angaben gemacht. Von den wichtigen Resultaten der Arbeit ist der Nachweis hervorzuheben, daß sehr charakteristisch ausgebildete Gesteine, wie die Bänderkalke, Rauhwacken, Rauhwackenbreccien, Quarzite, Grauwacken, Kalkphyllite und Quarzphyllite, sowohl in „lepontinischen" wie in „ostalpinen" Arealen vorkommen.

In den Tarntaler Bergen kommen von den oben genannten Gesteinen vor:

1. Die Bänderkalke, 2. die brecciösen hellen und dunklen Triasdolomite (Tarntaler Dolomite in Verbindung mit diesen polygene Tarntaler Breccie), 3. die Rauhwacken, 4. Eisendolomite, 5. Glanzschiefer, 6. Quarzite, 7. Grauwacken = Tuxer Grauwacken, 8. Serpentin, 9. Kalkphyllite, 10. Quarzphyllite.

Die Bänderkalke, Tarntaler Dolomite und Rauhwacken werden anscheinend der Trias zugerechnet, die Tuxer Grauwacken gehören vielleicht dem Oberkarbon an.

Die Bänderkalke kommen auf der südl. Geierspitze, an der Klammspitze (hier Crinoidenreste führend) und am Grafmarterspitz-Südgrat vor.

Die Rauhwacke auf der Südseite der Geierspitze, der „Tarntaler Dolomit" (brecciöser Hauptdolomit bei F. E. Suess) beteiligt sich am Aufbau des Hauptmassivs und der Südseite der Geierspitze.

Bei Mauls liegt auf Bänderkalken Rauhwacke und auf diesen Triasdolomit. In den Tarntaler Bergen (Geierspitzsüdseite) auf gleichen Bänderkalken gleiche Rauhwacke, jedoch auf der Rauhwacke anstatt des Maulserdolomits der brecciöse, helle und dunkle „Tarntaler Dolomit".

Hier wie dort ist der Triasdolomit mit der Rauhwacke unzertrennbar verknüpft. Sie ist nach Sander „auch von den triadischen Kalkphylliten mehr und mehr untrennbar", z. B. auf der Südseite der Geierspitze.

Die Beziehungen von Tarntaler Dolomit (= Hauptdolomit F. E. Suess) zu der „polygenen Tarntaler Breccie" sowie deren Entstehungsgeschichte werden auch jetzt noch nicht klar dargestellt.

Der „Eisendolomit" erscheint in Quarzphyllit und Kalkphyllit (= Brennerschiefern Rothpletz) „ein Niveau zwischen beiden in gewissen Grenzen einhaltend". Dieses Verhalten wird tektonisch erklärt.

Die schwarzgrauen, hellbraunen, kalkfreien Glanzschiefer erlangen durch Aufnahme von vielem Quarz ein dem Quarzphyllit ähnliches Aussehen. Sie werden Quarzphyllite I genannt und finden sich auf der Südseite der Geierspitze unterhalb und oberhalb des Tarntaler Triasdolomits und in der Knappenkuchel und bei der „Stippleralm" (= „O. Lattereralm"). In der Knappenkuchel sind sie identisch mit dem F. E. Suessschen „karbonischen Quarzphyllit".

Die Glanzschiefer werden auf der Südseite der Geierspitze von triadischen Kalkphylliten überlagert, welchen weiße Quarzitschiefer und „Tarntaler Dolomit" eingelagert sind.

Die weißen Serizitquarzite in der Umgebung der Lizumalpe kommen in der Hochstegenzone vor, ferner im Liegenden der Maulser Triasschichten.

Tuxer Grauwacken, welche in der Hochstegenzone am Südgrat der Frauenwand „Tarntalbreccien" enthalten, kommen in den Tarntaler Bergen bei der Lizumalpe vor.

Hier finden sich nebst weißen Quarzitschiefern und Quarzserizitpsammiten des Krierkares (Hochstegenzone) Breccien, Konglomeratquarzite und arkosische Grauwacken des Klein-Kaserers (Hochstegenzone).

Bei den Phylliten wird ein triadischer Kalkphyllit von einem paläozoischen Kalkphyllit getrennt. Ersterer wird „Tarntaler Kalk-

phyllit" genannt und kommt an der Südseite der Geierspitze, an der Klammspitze (Crinoidenreste führend) und am Südgrat der Grafmarterspitze vor.

Seine Trennung vom paläozoischen Kalkphyllit ist schwierig.

Vom Kalkphyllit und Quarzphyllit wird, was im Hinblick auf Termiers Decken wichtig ist, allgemein bemerkt, daß sie nicht gegeneinander horizontierbar sind, sie wechseln überall miteinander ab und können sich gegenseitig über- und unterlagern.

Der Quarzphyllit über der „Griffalm" (gemeint ist wohl die Klammalpe!) ist Quarzphyllit I, der auch an der Geierspitzsüdseite sowohl über, als auch unter dem Triasdolomit (= Hauptdolomit bei F. E. Suess) vorkommen soll (vgl. unter Glanzschiefer).

Die übrigen, in der Übersicht aufgezählten Gesteine sind mit Ausnahme des Serpentins in den Tarntaler Bergen nicht vertreten. Aus dem beigegebenen generellen Profil („Tarntaler Kögel, Brixener Granit") geht hervor, daß der Südabfall des Tarntaler Hauptmassivs in eine Schuppungszone hineinragt, welche sich mit steil nordfallenden „isoklinalen Zerrflächen" nach Süden über die Gamskarspitze bis an den Zentralgranit verfolgen läßt.

25. B. Sander, Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. V. R.-A. Nr. 15, 1911, pag. 339—346.

Es wird gezeigt, daß sich gewisse Prättigauer Schichten mit typischen Gesteinen der Tarntaler Berge identifizieren oder vergleichen lassen, so die mesozoischen Tarntaler Kalkphyllite, der endogen brecciöse Triasdolomit, rote Schiefer aus der Umgebung des Reckners, Glanzschiefer, der Serpentin, vor allem aber die polygenen Breccien und vielleicht auch der „Eisendolomit". Wichtig ist der Nachweis, daß die Prättigauer tektonische Serie: „Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke" am Tauernende nicht wieder gefunden werden kann. So liegen die für beide Gebiete so charakteristischen, polygenen Breccien in den Tuxer Alpen über der rhätischen Decke (Kalkphyllite), im Prättigauer hingegen über der Klippendecke.

Bezüglich der polygenen Breccien der Tarntaler Berge wird noch kein fester Standpunkt angenommen, es sind: „manche polygenen ‚einheitlichen [1])' Breccien vielleicht die tiefsten Vertreter der Trias (?)."

Stratigraphischer Teil.

Übersicht.

Am Aufbau der Tarntaler Berge beteiligen sich folgende Gesteine:

A. Paläozoische (vortriadische) Schichten.

I. Kalkphyllit (Brennerschiefer)
II. Quarzphyllit
} mit Dolomiteinlagerungen, welche beim Quarzphyllit „Eisendolomit" genannt werden.

---

[1]) Cfr. A. B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe". 1910.

B. Mesozoische Schichten.

I. Triasgesteine:

1. Raibler Schichten (?)
   a) Quarzite
   b) Kalke
   c) Dolomite
   d) Rauhwacken (normal und mylonitisch).
2. Triasdolomit (Hauptdolomit)
3. Kössener Schichten
   a) Kalke
   b) Mergel
   c) Dolomite
   d) Kalkige Dolomite
   e) Tonschiefer.

II. Juragesteine:

1. Kieselkalke
2. Konglomerate (normal und mylonitisch)
3. Kieseltonschiefer
4. Bunte Tonschiefer
5. Kalkführende Tonschiefer
6. Quarzserizitschiefer mit und ohne Dolomitgerölle
7. Sandige, regenerierte Dolomite.

C. Quartäre Ablagerungen.

I. Diluviale (Moränen)
II. Alluviale (Bergsturz und Gehängeschutt).

D. Eruptivgesteine und deren Umwandlungsprodukte.

Eruptivgesteine:

a) Diallagit
b) Gabbro
c) Diabas

deren Umwandlungsprodukte:

a) Serpentin
b) Serpentin und Chloritfels
c) Diabas (epidotisiert und chloritisiert).

A. Vortriadische Schichten

Diese zerfallen I. in Kalkphyllite oder Brennerschiefer, II. in Quarzphyllite. In beiden Gesteinen kommen Dolomiteinlagerungen vor, welche beim Quarzphyllit „Eisendolomit“ genannt werden.

I. Brennerschiefer (Kalkphyllite).

Von allen Geologen, welche sich eingehender mit dem Aufbau der Tarntaler Berge befaßt haben, wird das Auftreten zweier großer Komplexe kristalliner Schiefer von Kalkphylliten und von Quarzphylliten vermerkt. Erstere heißen auch in vorliegender Arbeit Brennerschiefer, da sich für sie dieser Name eingebürgert hat.

Während nun wohl alle neueren Forscher darüber einig sind, daß die Quarzphyllite am wahrscheinlichsten paläozoische Schichten vertreten, gehen, wie wir eingangs sahen, die Ansichten bezüglich des Alters der Brennerschiefer noch stark auseinander.

Wenn in vorliegender Arbeit schlechtweg nur von vortriadischen, paläozoischen Brennerschiefern und Quarzphylliten gesprochen wird, dann sind mit dieser Altersbenennung alle, besonders die im kartierten Gebiete bis jetzt gewonnenen, sicheren Anhaltspunkte berücksichtigt.

Es gilt nämlich:

1. Bis jetzt sind weder in den Quarzphylliten noch in den Brennerschiefern Fossilreste oder sicher bestimmbare Fossilreste gefunden worden.

2. Die Beziehungen der Quarzphyllite unseres Gebietes zu den für karbonisch gehaltenen Quarzphylliten des Steinacher Joches sind bis jetzt noch in keiner Weise sichergestellt (vgl. F. Frech, L. 12). Man ist bis jetzt noch nicht berechtigt, die Quarzphyllite der Tarntaler Berge für sicheres Karbon zu nehmen.

3. Nach den Untersuchungen von A. Rothpletz (L. 23) und F. E. Suess (L. 38), ferner nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit in den Tarntaler Bergen muß eine Transgression der mesozoischen Schichten auf den Brennerschiefern und den Quarzphylliten angenommen, eine tektonische Auflagerung hingegen fallen gelassen werden.

Für das gegenseitige Altersverhältnis von Brennerschiefern und Quarzphylliten vermag das kartierte Gebiet zwar wichtige Anhaltspunkte, aber keine sichere Lösung zu bringen.

Bei der nun folgenden Einzelbesprechung werden die Brennerschiefer deswegen an erster Stelle genannt, weil die vorliegenden Untersuchungen, für die Tarntaler Berge wenigstens, es erlauben, den Brennerschiefer sicher als das Liegende des Quarzphyllits aufzufassen.

Die Brennerschiefer sind metamorphe, kalkreiche, mitunter stark sandige Mergel, welche stellenweise dolomitische Einlagerungen enthalten. Sie zeigen in ihrer Ausbildung großen Wechsel.

Am typischen, wirklich schieferartigen Gestein fallen die hell bis dunkelgrauen, parallelen, quarzhaltigen Kalklagen auf, welche mit ungewöhnlich stark zerknitterten und gefaltenen Glimmerhäuten überzogen sind; ferner Quarzgänge und Quarzlinsen, welche sich zwischen die Kalklagen einschieben.

Durch Anreicherung des Glimmers und Quarzes und völlige Verwischung einer manchmal noch gut angedeuteten, sedimentären Schichtung erlangt das Gestein einen mehr phyllitischen Habitus.

Eine sehr häufig vorkommende Abart zeichnet sich durch großen Gehalt an Glimmer und Chlorit und durch grüne und grünviolette Farbtöne aus.

Seltener sind helle quarzitische Varietäten. Manchmal ist der Brennerschiefer besonders da, wo er den Quarzphyllit ablöst, als Quarzphyllit entwickelt, zum Beispiel südlich der südlichen Schoberspitze, dann westlich der Schmirner Reisse: nördlich und südlich des P. 2268, sodann östlich der Geierspitze im Norden des Junsees sowie im südlichen Lizumtal.

Alle Brennerschieferarten sind überaus stark gefaltet und oft (zum Beispiel am „Schwarzen Schroffen") von großen und kleinen, parallelen Klüften durchsetzt, deren Wände senkrecht zu den kleinen Faltungssätteln und Mulden stehen. Im Streichen der Schichten können gar nicht selten kleine Flexuren bemerkt werden, zum Beispiel südlich der „Schmirner Reisse".

Der Brennerschiefer verwittert infolge seines beträchtlichen Kalkgehaltes leichter als der Quarzphyllit und liefert im allgemeinen einen guten Weidegrund, der sich an die tiefergelegenen Partien, insbesondere an die Böden der Kare hält. Mit zunehmender Höhe stößt man auf mitunter sehr schroffe Kämme und Bergspitzen (zum Beispiel Sägenhorst und Pluderling), welche nahezu kahl und mit dichtem, eckigen Schutt bedeckt sind.

Der Brennerschiefer ist in den Tarntaler Bergen das liegendste Glied der gesamten Schichtreihe. Nirgends findet sich eine Stelle, welche eine Auflagerung des Brennerschiefers auf andere Schichten zeigt und nirgends ist er noch ursprünglich horizontal gelagert.

In der Knappenkuchel geht er mit Wechsellagerung und mit völliger Konkordanz unter allmählichem Verlust des Kalkes in den hangenden Quarzphyllit über (s. Fig. 1).

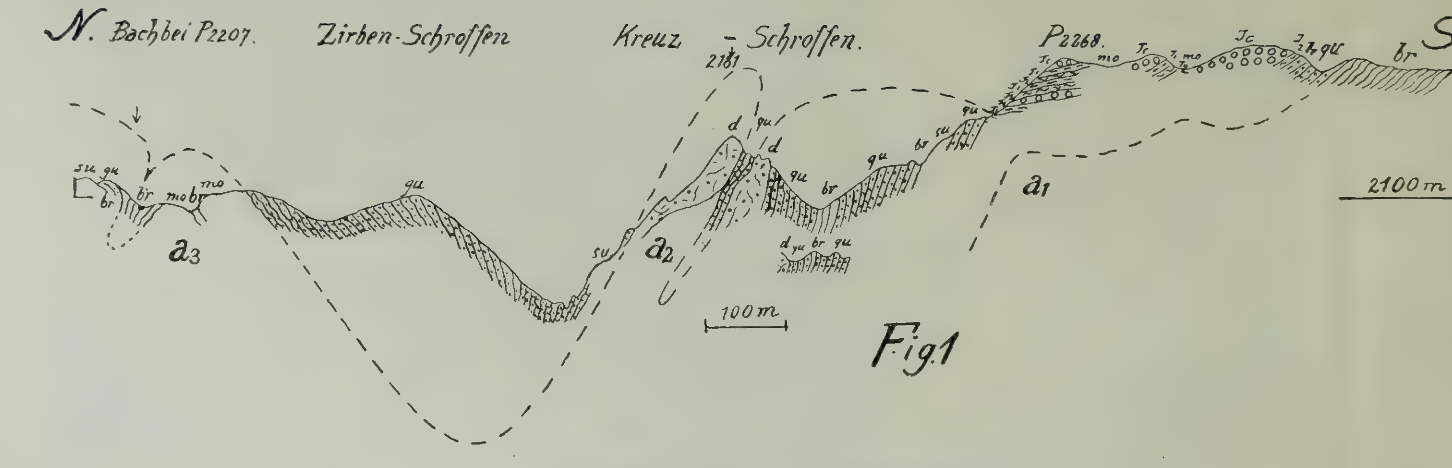
Der etwa 8 *m* breite Streifen Kalkphyllits, welcher südlich des Kreuzschroffens dem hangenden Quarzphyllit zwischengeschaltet ist, ist echter Brennerschiefer. Er gleicht nicht etwa eingelagerten oder eingefalteten mesozoischen, metamorphen, kalkreichen Gebilden oder gar den eisenreichen, schwarz und rotbraun gefärbten mächtigen Glimmerkalken, wie sie außerhalb des Gebietes am benachbarten Rosenjoch, Kreuzjoch und Naviserjoch (Cfr. F. E. Suess[1]) dem Quarzphyllit völlig konkordant zwischengeschaltet sind. Auch von den glimmerreichen „Eisenkalken", welche in der Knappenkuchel stellenweise die später zu besprechenden Eisendolomite vertreten, ist er leicht zu unterscheiden.

Im südlichen Lizumtal bei P. 2235 ist vom mächtigen hangenden Quarzphyllit jetzt zwar nicht mehr soviel aufgeschlossen wie im Westen, im Klammtal, wohl kann man aber auch hier die Wechsellagerung der beiden Schiefer deutlich erkennen.

Jedenfalls geht aus den Aufschlüssen am Kreuzschroffen und im südlichen Lizumtal hervor, daß Brennerschiefer und Quarzphyllit untrennbar miteinander verknüpft sind.

---

[1]) F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten", pag. 608.



Nord-Südprofil durch die „Knappenkuchel".

Man erkennt die Wechsellagerung von Quarzphyllit und Brennerschiefer (oben nach der Karte, unten nach der Natur gezeichnet), ferner die Falten im Brennerschiefer, Quarzphyllit und Eisendolomit, bei P. 2268 die transgressive Auflagerung der Juraschichten.

su = Bergschutt. — *mo* = Moräne. — J_2 = Juraquarzserizitschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — *qu* = Quarzphyllit. — *d* = Eisendolomit. — *br* = Brennerschiefer. — a_1, a_2, a_3 = Antiklinalen.

Die Mächtigkeit des Brennerschiefers muß sicher sehr hoch veranschlagt werden, vielleicht auf viele Hunderte von Metern, wenngleich die intensiven Fältelungen und Faltungen einen höheren Betrag vortäuschen.

Die Verbreitung des normal ausgebildeten Brennerschiefers wird später besprochen werden.

Die quarzitischen Brennerschiefer finden sich in größeren Partien im kartierten Gebiete nicht. Sehr gut sind sie hingegen außerhalb desselben in Navis, oberhalb und unterhalb der Brücke zu sehen, welche am „Oberen Weg“ über den Tremmelbach führt. Am Kreuzjöchelgrat, rechts vom P. 2643, enthält der Brennerschiefer eine kleine, hell- bis dunkelgraue, quarzhaltige Dolomitlinse. Westlich der „Inneren Griff“, unterhalb des Fußpfades, tritt eine kleine, mehr kalkhaltige, aber ebenfalls quarzführende Dolomiteinlagerung auf.

In beiden Fällen ist auf der Karte der Dolomit mit der Farbe des Eisendolomits eingetragen.

II. Quarzphyllit.

Der Quarzphyllit ist aus tonigen, mitunter stark sandigen Sedimenten hervorgegangen, arm an Varietäten und beherbergt in der Knappenkuchel ein konkordant zwischengeschaltetes, stellenweise kalkiges Dolomitlager, den sogenannten „Eisendolomit“.

Der typische Phyllit ist leicht kenntlich durch seine schmutziggrüngrauen, dunklen Glimmerhäute und die sich scharf davon abhebenden Quarzgänge und Quarzlinsen. Die einzige im kartierten Gebiet aufgefundene Abart zeichnet sich durch dichte Beschaffenheit und eine schwarze, etwas abfärbende, rauhe Oberfläche aus.

Die Verwitterung des Quarzphyllits ist infolge des großen Gehaltes an Quarz gering. Es bildet sich nur ein flachgründiger, steiniger Boden heraus, der im allgemeinen eine spärliche Vegetation, in den tieferen Lagen im Lizumtal auch heute noch die Zirbelkiefer gedeihen läßt, die im Klammtal (Zirbenschroffen!) jetzt ganz fehlt.

Über die ursprüngliche maximale Mächtigkeit des Quarzphyllits kann wie beim Brennerschiefer nichts Bestimmtes gesagt werden. Sie läßt sich sicher auf viele Hunderte von Metern schätzen, selbst wenn man wieder die starke Fältelung und die großen Faltungen berücksichtigt.

Neben dieser nicht näher anzugebenden „maximalen“ Mächtigkeit kommt auch eine „reduzierte Mächtigkeit“ vor, so in der Knappenkuchel, ferner am Nordwestende des Schwarzen Schroffens und am Schober-Mölszug.

In der Knappenkuchel ist durch eine präobertriadische Erosion nördlich des Kreuzschroffens der Phyllit etwa bis auf eine Mächtigkeit von zirka 350 *m* reduziert worden, wie aus Fig. 1 zu entnehmen ist. Am Nordwestende des Schwarzen Schroffens ist durch die gleiche Erosion der Quarzphyllit gar bis auf zirka 20 *m* Mächtigkeit abgetragen worden.

Am Schober-Mölszug tritt in der Scharte zwischen den beiden Schoberspitzen ein bis zur geringen Mächtigkeit von zirka 50 *m* „tektonisch reduzierter“ Quarzphyllit hervor.

III. Eisendolomit.

Interessant wird in der Knappenkuchel der monotone Quarzphyllit durch das Hinzutreten des „Eisendolomits“. Der normale Eisendolomit ist ein hell- bis dunkelgraues, fein oder mittelkörniges Dolomitgestein, welches durch Rost äußerlich mehr oder minder stark braun gefärbt ist. Er wird von kleinen Kalzitgängen und großen Quarzgängen = S. Q. (cfr. im petrographischen Teil die Übersichtstabelle) durchsetzt und enthält oft reichlich sehr dünne und parallele serizitische Lagen.

Wenn diese Glimmerlagen stärker und sehr häufig werden und zugleich die Menge des Quarzes zunimmt, was an der Grenze gegen den Quarzphyllit der Fall zu sein pflegt, dann erscheint ein Gestein, welches man Dolomitphyllit nennen könnte. Es enthält aber meistens auch schon etwas Kalzit.

Lokal geht der Eisendolomit in einen rostfreien, grau anwitternden, grauen Dolomit über, der vom Triasdolomit nicht zu unterscheiden ist. Auch hier würde man einen großen Fehler begehen, wollte man nur wegen der gleichen petrographischen Ausbildung den Eisendolomit für Trias nehmen!

Häufig wird der Eisendolomit auch durch bänderige, schwärzlichgraue oder bräunlichgraue, miteinander alternierende rost- und glimmerreiche Eisenkalke vertreten. Sie sind etwas marmorisiert und werden nördlich von P. 2182 in der Knappenkuchel bis zu 3 *m* mächtig. Auf der Karte sind sie nicht eigens ausgeschieden worden.

Auch grobspatige Dolomitpartien kommen vor, so am Westeck des nördlichsten Dolomitzuges, beim Versuchsstollen.

Durch mechanische Prozesse entstanden zwei weitere Abarten des Dolomits.

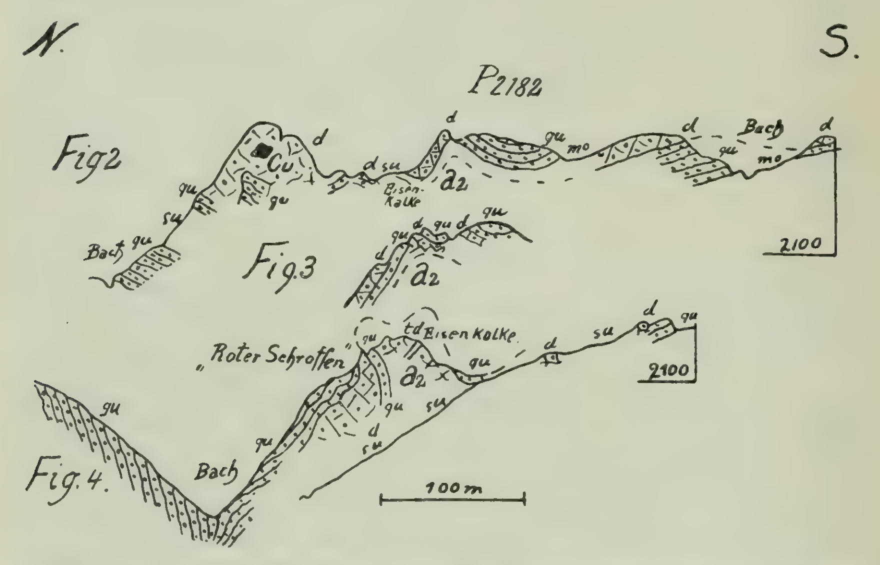
So bildeten sich lokal Partien mit sehr schön entwickelten Breccien- und Knetstrukturen heraus (beim Versuchsstollen und südlich davon).

Der Eisendolomit bildet in der Knappenkuchel ein in der Mächtigkeit stark wechselndes Lager, welches am nördlichsten Dolomitzug bis zu 25 *m* mächtig wird und am Roten und Kreuzschroffen stark gefaltet und durch Verwerfungen zerstückelt ist. (Cfr. Fig. 2, 3, 4.)

Nach dem Gesagten und den Ergebnissen der petrographischen Untersuchung läßt sich der Eisendolomit als eine nur stellenweise und nur wenig mächtig entwickelte dolomitische Fazies der ton- und quarzreichen Sedimente auffassen, welche durch die Metamorphose *A* zu Quarzphyllit wurden.

Die im vorangehenden Abschnitt und im zugehörigen petrographischen Teil über Brennerschiefer und Quarzphyllit gewonnenen **Resultate** lassen sich nun dahin zusammenfassen: Die ältesten Gesteine der heutigen

Tarntaler Berge bilden Kalkphyllite und Quarzphyllite. Die Entstehungsgeschichte dieser Schichten ist folgende: Auf Gesteinen, die nicht sichtbar sind, kamen in unbekannter Zeit zunächst sehr mächtig und gleichförmig entwickelte, mergelige, stellenweise sandige und dolomitische Sedimente zum Absatz. In einer uns unbekannten Epoche oder Periode wurden sie dann allmählich von mächtigen tonreichen, mitunter ebenfalls sandigen und dolomitischen Schichten mit völliger Konkordanz und mit Wechsellagerung abgelöst.



Die Profile 2, 3 und 4 zeigen das Auftreten des Eisendolomits und der Antiklinale a_2 in der „Knappenkuchel".

Zwischen Profil 2 und 3, 3 und 4 läuft je eine Verwerfung.

Profil 4 geht durch den „Roten Schroffen", Profil 2 läuft 160 *m*, Profil 3 40 *m* weiter östlich desselben.

su = Bergschutt. — *mo* = Moräne. — *d* = Eisendolomit. — *qu* = Quarzphyllit. *Cu* = Kupferkies und Fahlerz.

Stellen, aus welchen dies geschlossen werden muß, sind in den Tarntaler Bergen durch die Aufschlüsse südlich des Kreuzschroffens und im südlichen Lizumtal vertreten.

Später wurden die ein zusammengehöriges Schichtsystem bildenden, petrographisch aber verschieden entwickelten Sedimente von einer gemeinsamen Metamorphose = Metamorphose *A* erfaßt, welche aus dem tonigen Sediment den Quarzphyllit und aus dem mergeligen den Brennerschiefer hervorgehen ließ.

Die mechanischen Kräfte, welche wahrscheinlich mit der Metamorphose *A* verknüpft waren, ganz besonders aber die Kräfte, welche die großen Überschiebungen verursachten, haben die

bereits metamorphen Gesteine noch stark beeinflußt, zum Beispiel die Kataklasstrukturen hervorgerufen. Die Metamorphose C hat an den bereits metamorphen Brennerschiefern und Quarzphylliten keine großen Änderungen mehr hervorrufen können. Die mit ihr verknüpften, nicht sehr bedeutenden mechanischen Kräfte und borhaltigen Dämpfe haben indes noch die Brennerschiefer und den Quarzphyllit beeinflußt. Die mechanischen Kräfte haben wohl noch mitgeholfen bei der Fältelung und Pressung der Gesteine, die borhaltigen Dämpfe hingegen ließen jedenfalls die in Brennerschiefern und Quarzphylliten auftretenden Turmaline entstehen.

Die sekundären Quarzgänge = S. Q. haben die Brennerschiefer und den Quarzphyllit, ebenso wie die mesozoischen Gesteine durchsetzt und in der Knappenkuchel dem Eisendolomit Pyrit, Fahlerz Kupferkies und Albit zugeführt.

Die großen Faltungen der Tarntaler Berge, welche nach den S. Q. einsetzen, werden wieder nur mechanische Änderungen hervorgerufen haben.

Verbreitung der paläozoischen Gesteine.

Die paläozoischen Gesteine der Tarntaler Berge sind auf ein basales Vorland und auf eine große Schubmasse, auf die Schuppe A verteilt. (Cfr. Geolog. Übersichtskarte.)[1]).

Wie diese Schuppe und die übrigen Schuppen B_1 und B_2 sowie die Schuppen des basalen Vorlandes zustande gekommen sind und wie sie sich zum basalen Vorlande verhalten, wird im II. Teil dargelegt werden. Sie und das basale Vorland sind für uns zunächst nur bei der Bildung der Alpen entstandene, anormal liegende Verbreitungsbezirke von paläozoischen und mesozoischen Schichten der Tarntaler Berge.

Brennerschiefer treten in den Tarntaler Bergen nur im basalen Vorlande auf, die Quarzphyllite hingegen im basalen Vorlande und außerdem noch im nördlichen Teil der Schuppe A. Quarzphyllit des basalen Vorlandes tritt im Fenster des Mölstales, dann östlich der oberen Lattereralpe (in der Antiklinale a_6 cfr. Übersichtskarte), ferner als schmaler Streifen am Nordende des Schwarzen Schroffens, dann im Klammtal zwischen der Südlichen Schoberspitze und der Schmirner Reisse (Zirbenschroffen, Knappenkuchel), ferner im südlichen und im nördlichen Lizumtal auf.

Im nördlichen Lizumtale, bei der Lizumalpe, bildet er im allgemeinen ein Gewölbe, das unter die mesozoischen Schichten des Melkplatzes untertaucht und nach Osten bis zur Torspitz und zur Hennensteigen hinaufzieht.

Quarzphyllit setzt in der weiteren Umgebung des Mölstalfensters und am Melkplatz und nördlich und westlich des außerhalb der kolorierten Karte gelegenen Hippolds die unteren Teile der Schuppe A zusammen. Am südlichsten tritt er in der Schuppe A am Schober-Mölszug auf. Dort ist er noch sichtbar südlich und

[1]) In der den Verhandl. 1913 beigegebenen Übersichtskarte ist versehentlich in der Erläuterung die mittlere Schuppe B_1 als B_2, die obere B_2 als B_1 bezeichnet.

südwestlich von P. 2453, dann zwischen den beiden Schoberspitzen und östlich der Scharte 2416, welche nördlich der Klammer-Sonnenspitze gelegen ist.

B. Mesozoische Schichten.

Sie zerfallen I. in Triasgesteine, II. in Juragesteine.

I. Triasgesteine.

1. Raibler(?) Schichten: *a*) Quarzite, *b*) serizitische Kalke, *c*) Dolomite, *d*) Rauhwacken;

2. Triasdolomit;

3. Kössener Schichten: *a*) Kalke, *b*) Mergel, *c*) Dolomite, *d*) kalkige Dolomite, *e*) Tonschiefer.

Drei Entwicklungsstufen eines triadischen Meeres, das über bereits metamorphe und gefaltete Brennerschiefer und Quarzphyllite transgredierte, müssen aus den Triassedimenten der Tarntaler Berge herausgelesen werden.

Bei der Transgression war dieses Meer sehr flach (erste Stufe), dann wurde es allmählich tiefer und ruhiger (zweite Stufe) und schließlich wieder flacher (dritte Stufe).

Im kartierten Gebiet gibt es nur wenige Stellen, wo sich alle drei Stufen heute noch übereinander zusammenhängend verfolgen lassen. Oft kann infolge des ursprünglichen Fehlens der zweiten oder dritten Stufe oder wegen späterer Erosion derselben nur die erste Stufe festgestellt werden.

Die fossilfreien Sedimente der ersten Stufe gehören vielleicht dem Raibler(?) Niveau an. Das Sediment der zweiten Stufe ist durch den mächtigen „Triasdolomit“, welcher Hauptdolomit sein kann, vertreten, die Ablagerungen der dritten Stufe hingegen werden von den „Kössener Schichten“ gebildet.

I. Raibler (?) Schichten.

Die Raibler(?) Schichten sind sehr küstennahe Ablagerungen mit großem Fazieswechsel und zum Teil sehr sandiger Beschaffenheit.

Sie sind heute vertreten durch *a*) Quarzite, *b*) serizitische, ehemals tonige, manchmal auch als Bänderkalke ausgebildete Kalke, *c*) Quarz- und manchmal Serizit führende Dolomite, *d*) wenig metamorphe Rauhwacken.

a) Quarzite.

Die Quarzite (bei Rothpletz, L. 23 = Verrucano oder Sernifit; bei F. E. Suess, L. 38 = Quarzitbreccie oder Grauwacke = Perm; bei F. Frech, L. 12 = Quarzkonglomerate in Quarzserizitbreccien umgewandelt = Untertrias; bei Sander, L. 27 = Quarzite) sind metamorphe, mitunter an klastischem Orthoklas sehr reiche Quarzsande und Quarzkonglomerate, welche nach ihrer Metamorphose = Metamorphose *B*

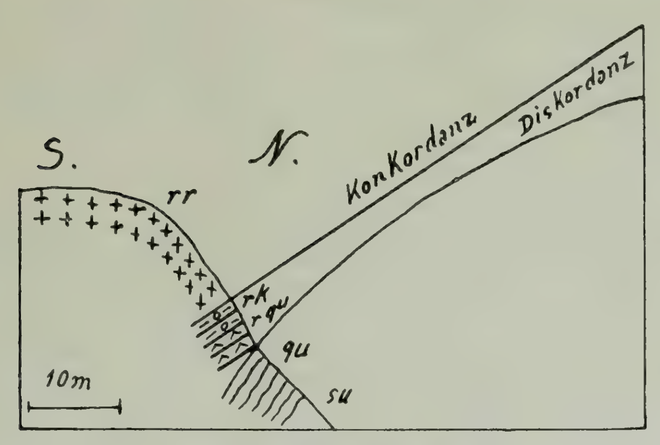
noch von den hier pyrit- und karbonatführenden S. Q. durchtränkt werden.

Es gibt grob-, mittel- und feinschieferige, meist hellgefärbte Varietäten und solche, welche noch Konglomeratstruktur besitzen (zum Beispiel nördlich der „Schoberlacke").

Wo die Quarzite normal gelagert sind, treten sie immer als Hangendes des Quarzphyllits und des Brennerschiefers auf und dies meist mit einer so großen Konkordanz, daß man zunächst versucht ist, sie noch dem prätriadischen Schichtsystem einzureihen.



Fig. 5.



Profil westlich des Melkplatzes.

Westlich des Melkplatzes liegen die Raibler (?) Schichten diskordant auf den Quarzphylliten. Es läßt sich hier annehmen, daß sie über den Südschenkel eines flachen Quarzphyllitsattels hinwegtransgredierten.

su = Bergschutt. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacke. — *rk* = Raibler (?) Kalke. *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *qu* = Quarzphyllite.

Da aber der Übergang vom Quarzphyllit zum Quarzit sich sehr rasch vollzieht, da ferner westlich des Melkplatzes eine deutliche Diskordanz zwischen dem Phyllit und dem Quarzit besteht (cfr. Fig. 5) und da besonders der Quarzit durch Wechsellagerung mit der Rauhwacke untrennbar verknüpft ist, trennt man ihn besser vom Brennerschiefer und vom Quarzphyllit und rechnet ihn zur Trias.

Am Nordabfall der nördlichen Schoberspitze erreicht er eine Mächtigkeit von zirka 25—30 *m*.

b) Serizitische Raibler (?) Kalke.

(Raibler (?) Bänderkalke.)

Bei ihnen gibt es vier, manchmal pyritführende Varietäten. Ihre Metamorphose (= Metamorphose *C*) beschränkt sich auf Bildung

serizitischer Lagen, welche oft ungemein rasch mit den Kalklagen abwechseln und die festlandnahe Bildung des Gesteines anzeigen.

Die S. Q. konnten auf der Südseite der Geierspitze zirka 60 *m* westlich vom Südgrat in den Raibler (?) Kalken aufgefunden werden, welche der dortigen überschobenen Rauhwacke an einer Stelle eingelagert sind. Sie enthalten hier viel Kalzit.

1. Varietät. Sie ist durch dichte, schwarzgraue, grau anwitternde, oft mit Bänderstruktur versehene Kalke vertreten. (Im Schober-Mölszug 1. auf der Nordseite der nördlichen Schoberspitze, s. Fig. 11, 2. auf der Nordseite der Klammer-Sonnenspitze, 3. an der Scharte 2416, nördlich der Klammer-Sonnenspitze gelegen.) Bei ihr alternieren häufig dünne, tonärmere und tonreichere Lagen, wodurch die Bänderstruktur entsteht.

2. Varietät. Es sind wenige Meter mächtige, graue bis rötlichgraue, grau und braun anwitternde Kalke: im Schober-Mölszug bei P. 2354 (westlich der Klammer-Sonnenspitze), ferner östlich der oberen Lattereralpe, am unteren Ende der dortigen, südlichen Bachrinne in einer Höhe von zirka 2040 *m*.

3. Varietät. Es sind gleichfalls nur wenige Meter mächtige, durch Rost etwas bräunlich gefärbte Kalke, mit Serizithäuten oft reichlich versehen und braun anwitternd. Sie finden sich im Schober-Mölszug bei P. 2453. Hier sowie auf der Südseite der Geierspitze sind solche Kalke der noch zu besprechenden Rauhwacke eingelagert. Sie finden sich auch noch als Hangendes der Quarzite, westlich des Melkplatzes. Auf den Nordabhängen der Klammer-Sonnenspitze gehen sie lokal in die erste Varietät über.

4. Varietät. Seltener sind auch grünlichgraue, durch Rost bräunlich gefärbte, mit den Quarziten verknüpfte, wenige Meter mächtige Kalke vorhanden. Sie konnten an zwei Stellen etwa 300 *m* östlich vom Gipfel der Klammer-Sonnenspitze gefunden werden, wo sie als Liegendes der Quarzite auftreten.

Diese 4. Varietät kann allenfalls mit den Jura-Wetzsteinkalken verwechselt werden. An der eben genannten Stelle ist jedoch ihre Zugehörigkeit zu den Quarziten sicher.

Mit dem Brennerschiefer oder dem Quarzphyllit kommen die Raibler (?) Kalke nicht in direkte Berührung, immer liegt Quarzit, Dolomit oder Rauhwacke dazwischen.

c) Raibler (?) Dolomite.

Diese Dolomite sind wenig kristallin. Als Zeichen der Metamorphose *C* führen sie Serizithäute. Sie beherbergen auch Quarz aus den S. Q.

Die Vorkommnisse im Mölstal, an der Mölser Scharte, nordöstlich derselben und teilweise 100 *m* östlich der Scharte P. 2416 (im Schober-Mölszug), bestehen aus einem hellen oder dunkelgrauen, grau anwitternden, dichten, manchmal etwas körnigen Dolomit, welcher oft schon ganz an den „Triasdolomit" erinnert.

Im Mölstal wird er zirka 150 *m* nordwestlich vom P. 2204 20 *m* mächtig.

Im Schober-Mölszug 1. an der nördlichen Schoberspitze, 2. östlich derselben an zwei Stellen, 3. westlich vom P. 2354, 4. an der Klammer-Sonnenspitze, 5. an der Scharte 2416 an zwei Stellen, 6. 100 *m* östlich derselben, 7. beim Melkplatz nordöstlich vom P. 2206, 8. oberhalb der Alpe Lizum auf dem Wege zum Torjoch (Höhe zirka 2000 *m*) ist ein heller, bläulich und bräunlichgrauer dichter Dolomit aufgeschlossen. Er wittert gelblich an, führt lokal grünliche oder violette Serizithäute und Tonhäute, ist manchmal etwas gebankt (bei Lizum) und wird an den Nordabhängen der nördlichen Schoberspitze zirka 20 *m* mächtig. Hier führt er auch Pyrit und besitzt eine braunrote Verwitterungsrinde.

Am Südgrat des P. 2453 (Westende des Schober-Mölszuges) findet sich noch in einer Höhe von zirka 2300 *m* ein feinkörniger, rostreicher, etwas kalkiger, brauner Dolomit, der in einen grauen, dem Triasdolomit identischen Dolomit übergeht und einem nach Süden überkippten Sattel angehört = a_5 (cfr. Übersichtskarte).

d) Raibler (?) Rauhwacken.

Die Rauhwacken gehören zu den wichtigsten Gesteinen der Tarntaler Schichtserie, denn sie ermöglichen eine Trennung des Paläozoikums vom Mesozoikum und der Metamorphose *A* von der Metamorphose *C*. Man kann einen rein sedimentären Typus von einem mylonitischen trennen.

Die rein sedimentäre Rauhwacke ist ein ziemlich einheitlich, dicht oder löcherig ausgebildetes, wenig metamorphes Gestein von brauner und braungelber Farbe. Nordöstlich der Lizumalpe, in der Nähe des P. 2065, erreicht sie eine Mächtigkeit von zirka 40 *m*. Hier wie südlich der Südlichen Schoberspitze veranlaßt sie Dolinenbildung.

Die Metamorphose *C* äußert sich bei der Rauhwacke nur schwach, so durch parallel verlaufende Serizitmembranen, durch Streckung von klastischen Quarzkörnern und dem Auftreten von Hämatitkristallen in Löchern. Die S. Q., zum Teil sehr kalkreich, finden sich auch vor. Sie haben der Rauhwacke wohl die Albite zugestellt, die man hie und da antrifft.

Die Zusammensetzung der Rauhwacke ist folgende. Es gibt ein feines oder grobes, mehr oder minder kristallines, kalkiges Bindemittel, welches Pyrit, Rost, selten Dolomit und lokal Gips und Aragonit führt und mit feinem und grobem Quarzsand vermischt ist. Gips wird von Sander[1]) östlich des Lizumtales an der Torspitze erwähnt. Spuren desselben fanden sich auch im Rauhwackenzug beim Melkplatz. Am Gipfelgrat der benachbarten Kahlen Wand bei P. 2729 (Ostseite des Lizumtales) und auf der Westseite desselben, da, wo der vom Junsjoch herziehende Grat an diese stößt, wird die Rauhwacke unregelmäßig oder auf Gängen von faserigem sinterigen Aragonit durchsetzt.

---

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1. Februar 1910.

In dem kalkigen Bindemittel liegen nun unregelmäßig verteilt bereits gefaltete und geschieferte Stücke vom Brennerschiefer oder Quarzphyllit, vom Brennerschiefer immer nur dann, wenn die Rauhwacke auf Brennerschiefern zum Absatz gelangt ist. Diese Stücke sind meistens nur 1 *cm*, seltener mehrere Zentimeter groß und oft sehr deutlich abgerollt.

Daß nicht alle Bruchstücke des Quarzphyllits oder Brennerschiefers abgerollte Formen zeigen, erklärt sich vor allem aus der petrographischen Beschaffenheit dieser Gesteine. Sie stellen inhomogene, schiefrige Gesteine dar, welche sich mit ihren dünnen, leicht spaltbaren und zerbrechlichen Lagen und den porösen Quarzgängen und Linsen nicht so gut zur Ausbildung von runden Geröllen eignen wie homogene Kalke und Dolomite. Auch ist sehr gut denkbar, daß ein transgredierendes Meer an manchen Stellen der Küste nicht genügend Zeit findet, alle herabgestürzten Bruchstücke zu Geröllen umzuwandeln. Es wird hier nun die Ansicht vertreten, daß die Quarzphyllit-Brennerschieferstücke, ebenso wie der Quarzsand, bei der Aufarbeitung des alten Gebirges und nicht durch spätere tektonische Vorgänge zwischen die übrigen Bestandteile der Rauhwacken gelangt sind.

Für eine solche Annahme sprechen mehrere Beobachtungen:

1. Manche Quarzphyllit- und Brennerschieferstücke sind deutlich abgerollt.

2. Der mit dem kalkigen Bindemittel vermischte Quarzsand enthält ideal gerundete Quarzkörner, die manchmal ebenso rotgefärbt sind wie die Quarzgänge des nicht aufgearbeiteten Quarzphyllits.

3. Die Rauhwacke besitzt an der Scharte nördlich der grauen Wand eine überaus deutliche sedimentäre Schichtung, indem dichte, von Bruchstücken erfüllte Lagen mit solchen alternieren, welche davon frei sind.

4. Die Rauhwacke ist, gleichviel ob sie nur 3 *m* oder 40 *m* mächtig ist, ob sie zwischen Raibler (?) Quarziten oder Kalken liegt, oder Einlagerungen im Raibler (?) Dolomit bildet, gleichmäßig von kleinen Quarzbrocken durchspickt.

5. An Stellen, wo die Rauhwacke unmittelbar mit dem Brennerschiefer oder dem Quarzphyllit in Berührung kommt (zum Beispiel im Klammtal nördlich des P. 2207 und am Nordostende des Schwarzen Schroffens und südöstlich der oberen Lattereralm bei P. 1940), lassen sich keine mylonitischen Übergangszonen feststellen, welche etwa zunächst nur aus zerriebenen Partien des reinen Quarzphyllits oder Brennerschiefers bestünden, dann aus einem Gemisch von Fragmenten der Rauhwacke, des Brennerschiefers oder des Quarzphyllits und zuletzt aus Brennerschiefer- und quarzphyllitfreier Rauhwacke. Man trifft vielmehr auf dem völlig verbandfesten Brennerschiefer oder Quarzphyllit sogleich die mit kleinen bis mittelgroßen Phyllitfragmenten gleichmäßig durchsetzte Rauhwacke an.

e) Mylonitische Rauhwacken.

Die mylonitischen Rauhwacken entstanden lokal dadurch, daß in rein sedimentäre Rauhwacke an Überschiebungsflächen und an Stellen mit starker Faltung oder Pressung größere eckige Scherben der feinschieferigen, grünlichen Raibler(?) Quarzite und der Raibler(?) Kalke (Varietät 2, 3, 4) hineingepreßt wurden.

Der Übersicht halber sei nochmals das Bemerkenswerte über die Raibler (?) Schichten zusammengestellt:

1. Die Rauhwacken gehören als Liegendes des „Triasdolomits" wohl selbst noch zur Trias. Dann müssen auch ihre faziellen Vertreter die Kalke, Dolomite und Quarzite und Rauhwacken, welche mit ihnen wechsellagern, zur Trias gerechnet werden.

2. An der Herstellung der Rauhwacke waren, bis sie ihre heutige Beschaffenheit erlangt hatte, in der angegebenen Reihenfolge verschiedene Kräfte tätig:

a) Ein transgredierendes Triasmeer, welches den Kalksand, die mehr oder minder abgerollten Fragmente des Brennerschiefers und Quarzphyllits, den Quarzsand und Gips herbeischaffte und lokal Schichtung verursachte.

b) Die Metamorphose *C*, welche den Kalksand etwas kristallisierte, tonige Lagen zu Serizit umwandelte, Streckung und parallele Anordnung der klastischen Quarzkörner hervorbrachte und vielleicht Albit und Quarz neubildete.

c) Faltende und überschiebende tektonische Kräfte, welche erst viel später, nach der Metamorphose *C*, bereits metamorphe und geschieferte, benachbarte Raibler (?) Kalke und Quarzite in die Rauhwacken hineinpreßten.

d) Kalzit- und Albit führende = S. Q., welche die parallelen Serizitlagen der Rauhwacken wieder quer durchschneiden.

e) Die Verwitterung, welche die löcherige Beschaffenheit hervorrief.

3. Die Quarzite sind aus tonreichen Quarzsanden und Konglomeraten durch die Metamorphose *C* hervorgegangen. Sie stammen nach dem großen Orthoklas- und Quarzgehalte zu schließen, möglicherweise von einem aufgearbeiteten Quarzporphyr ab und werden von den S. Q. durchtränkt, liegen bald konkordant, bald diskordant auf dem Quarzphyllit und wechsellagern mit der Rauhwacke (am Schober-Mölszug: am Nordabfall der Nördlichen Schoberspitze und östlich derselben bei P. 2453.)

4. Die Kalke sind durch die Metamorphose *C* wenig beeinflußt und enthalten oft reichlich serizitische Tonlagen. Sie treten als Einlagerung der Rauhwacke auf und wechsellagern mit ihr. (Auf der Südseite der Geierspitze: Einlagerungen am Nordabhang der Klammer-Sonnenspitze und bei P. 2453 im Schober-Mölszug; östlich der nördlichen Schoberspitze: Wechsellagerung.)

5. Die Dolomite enthalten lokal Ton- und Serizithäute, ferner Quarz aus den S. Q. stammend. Sie wechsellagern mit den Kalken an

der nördlichen Schoberspitze (Nordabfall) und sind auch den Quarziten eingelagert östlich der südlichen Schoberspitze.

Die Verbreitung der Raibler(?) Schichten wird im Anschluß an die Schilderung der Kössener Schichten besprochen werden.

2. Triasdolomit.

Der Triasdolomit ist die mächtigste Ablagerung des gesamten hier vertretenen mesozoischen Systems und wird am Isslgraben über 300 *m* mächtig, er ist mit der Rauhwacke und den Kössener Schichten unzertrennbar verknüpft.

Östlich des Großen Reckners (an zwei Stellen) und auf der Ostseite des Sonnenspitz-Südgrates, ferner auf der Südseite der Geierspitze ruht er unmittelbar auf der Rauhwacke.

Die petrographische Ausbildung des Triasdolomits gleicht manchen Dolomiten der Raibler(?) Schichten. Der hellgraue, 20 *m* mächtige Raibler(?) Dolomit im Mölstal (nördlich des P. 2240) zum Beispiel gleicht ihm ganz.

Seine große Mächtigkeit und gleichmäßige Ausbildung sowie das Fehlen von tonigen Beimengungen jedoch rechtfertigen seine Trennung von den Dolomiten der Raibler(?) Schichten. Die letztgenannten Eigenschaften setzen für seine Entstehung ein verhältnismäßig tiefes und ruhiges Meer voraus, wie es zur Bildungszeit der mit Rauhwacken und Quarzkonglomeraten und tonigen Kalken wechsellagernden Raibler(?) Schichten noch nicht bestanden hat. Der Altersunterschied zwischen den untersten Horizonten des Triasdolomits und den Raibler(?) Dolomiten ist allerdings nicht groß.

Er ist ein ziemlich gleichmäßig ausgebildetes Gestein mit einer hell- bis dunkelgrauen Farbe und von dichter Beschaffenheit. Fossilien konnten in ihm bis jetzt noch nicht aufgefunden werden.

Dagegen finden sich in den verschiedensten Niveaus häufig größere Butzen, seltener Bänder von feinkörnigen, schwarzen, etwas bituminösen, mitunter auch von weißem Dolomit. An solchen Übergangsstellen erscheint gern eine grobe oder feine, tektonische, endogene Breccie. Sie besteht zumeist aus eckigen, schwarzen und dunkelgrauen, seltener weiß gefärbten Dolomitbrocken, welche in einer Art Grundmasse liegen, die aus hellgrauem Dolomit besteht.

Der Brecciencharakter ist infolge der großen Farbunterschiede der einzelnen Komponenten am frischen Bruche besonders gut zu erkennen. An der angewitterten Oberfläche heben sich die dunklen Komponenten durch dunkelgraue Verwitterungsfarben ebenfalls scharf von der hellgefärbten Grundmasse ab.

Gar nicht selten verrät ein am frischen Bruch homogen erscheinender dunkelgrauer Triasdolomit erst an der Verwitterungsfläche seine wahre Brecciennatur. Erstere zeigt dann große und kleine, dunkelgrau anwitternde, eckige Stücke, welche regellos in der hellgrau gefärbten Grundmasse liegen.

Über die tektonische Natur sämtlicher eben genannten Dolomitbreccien kann kein Zweifel bestehen. Schon Rothpletz[1]) und Frech[2]) und Sander[3]) fassen sie so auf.

Der normal und brecciös ausgebildete Triasdolomit ist von zahllosen kleinen Kalzitadern und von Klüften durchsetzt, auf denen sich oft Dolomitkristalle ausgebildet haben. Ferner treten ganz plötzlich die S. Q. auf. Sie haben den Dolomit entweder verkieselt oder in der mannigfachsten Weise durchschwärmt und zwar, nachdem er lokal seine Breccienstruktur bereits erhalten hatte, denn sie durchsetzen gerade und unzerbrochen die brecciös ausgebildeten Partien.

Selten tritt schon in den unteren Niveaus des Dolomits eine Bankung auf, sie kommt auf der Westseite der südlichen Schoberspitze, ferner am Fuße des Nedererwestgrates und östlich vom P. 2282 im Grübel-Kar vor.

In den höheren Niveaus, besonders an der Grenze gegen die Kössener Schichten ist die Bankung gut zu sehen: beim Aufstieg durch den Isslgraben, hoch oben am Grat, der sich nördlich zur Knappenkuchel herabsenkt. Ferner an der steilen, südlichen Begrenzungswand des Isslgrabens, unmittelbar bevor man das Untertarntal erreicht. Hier wird die Bankung durch das Auftreten einer kleinen Pilzfalte sehr deutlich sichtbar. Die Bankung findet sich dann auch noch am Fuße des schroffen Abhanges, dem man beim Absteigen stets den Blick zuwendet und nordwestlich von P. 2642 (am Westende des Obertarntals) in der Nähe der Kössener Schichten (s. das Fallzeichen auf der geologischen Karte).

Der Triasdolomit wird in gleicher Weise wie der „Hauptdolomit" der nördlichen Kalkalpen erodiert, verwittert ebenso wie dieser und liefert gleiche Bergformen.

3. Kössener Schichten.

Der Triasdolomit wird in normaler Weise in den Tarntaler Bergen nach oben von den Kössener Schichten abgelöst. Diese sind durch Kalke, Mergel, Dolomite, kalkige Dolomite und Tonschiefer vertreten.

Die Fauna der Kössener Schichten, die häufige Wechsellagerung der Schichten, die vielen putzenförmigen, tonigen Einlagerungen, alles deutet auf ein flaches rhätisches Meer hin, welches den Charakter seiner Sedimente schnell ändern konnte.

a) Kalke.

Von den Kalken tritt folgende erste Varietät am öftesten auf: sie ist durch dichte, dünnplattige, selten etwas kristalline, rostführende schwarze oder bläulichgraue, tonarme oder tonfreie Kalke

[1]) Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", pag. 147 bis 148.

[2]) F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.

[3]) B. Sander, „Über neue geologische Forschung. i. G. d. T. K." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

vertreten, welche schwarzgrau oder gelblichgrau anwittern und manchmal viele und schön gewachsene Korallenstöcke, desgleichen Lammellibranchiatenreste, Crinoidenstielglieder und tonige, zumeist stark zerknitterte, gefältelte und transversal geschieferte, serizitische Häute enthalten. Sie treten typisch ausgebildet beispielsweise am westlichen Ausgang des Untertarntals an den beiden flachen „Isslköpfen" auf. „Isslköpfe" werden in der Arbeit jene beiden, nur aus Kössener Gesteinen bestehenden Köpfe genannt, welche im Osten ein flaches Tal von den steilen Wänden trennt, mit denen das Obertarntal im Westen endet.

Seltener als diese Varietät sind zweitens schwarzgraue oder rötlichgraue, etwas tonige, grau und rötlichgrau anwitternde, mitunter korallenreiche Kalke, welche fast immer die kalkigen Dolomite begleiten. Sie kommen typisch an den Isslköpfen, dann östlich und westlich der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal, ferner am Ostgrat der Klammerspitze vor. Im Obertarntal, östlich der Scharte enthalten sie nicht näher bestimmbare Korallenreste, die aber schlechterhaltenen Korallen der Kössener Kalke von den Isslköpfen völlig gleichen. Auch enthalten sie stellenweise graue, körnige, wenig mächtige Einlagerungen, die fast ganz aus unbestimmbaren, runden und wenn schief geschnitten, elliptischen Crinoidenstielgliedern (?) oder Seeigelstachelfragmenten (?) bestehen, welche man oft einzeln sowohl in der am häufigsten vorkommenden Varietät 1 als auch in der Varietät 2 an den Isslköpfen antrifft.

Eine dritte Varietät ist durch häufig vorkommende graue, hellgraue und schwarzgraue, bräunlichgrau anwitternde mit Bivalven- und Echinodermenresten (Seeigeln und Crinoiden) erfüllte Lumachellen vertreten. Diese finden sich zum Beispiel an den Isslköpfen und im südlichen Lizumtal, westlich des dort anstehenden basalen Quarzphyllits in einer Höhe von zirka 2400 *m* bei den drei auffallenden Verwerfungen (cfr. Fig. 9).

b) Kössener Mergel.

Durch Aufnahme von reichlicherem Ton entstehen lokal aus den Kalken stellvertretende Mergel. Sie führen ebenfalls Korallen, sind dicht, dünnplattig, gelegentlich serizitisch und leicht kenntlich durch ihre helle, gelbe oder braune Verwitterungsrinde. Charakteristisch kommen sie auf den Isslköpfen vor.

Indem sie mit dunkleren Kalken wechsellagern, entsteht bei den Kössener Kalken ebenfalls eine deutlich ausgeprägte Bänderstruktur, welche zum Beispiel sehr gut am Ostabfall des Sonnenspitzsüdgrates bei P. 2776 zu sehen ist (auf der Karte ist an der Stelle ein Fossilzeichen eingetragen!). Auch die Kössener Mergel sind an den Schichtflächen oft reichlich mit Ton und Serizithäuten besetzt. Die Kössener Kalke und Mergel wurden auf der Karte mit der gleichen Farbe ausgeschieden und erreichen zusammen eine Mächtigkeit von durchschnittlich 25—30 *m*.

Fossilführung der Kössener Kalke und Mergel.

Von den beiden Isslköpfen enthält der doppelgipfelige, nördliche auf der Westseite des westlichen Nebengipfels eine an Lamellibranchiatenresten überaus reiche Kalkbank. Hier ließen sich zu den bereits von Rothpletz u. A. bestimmten Fossilien noch auffinden:

Anomya alpina Winkler
Arca sp.
Cardita austriaca Hauer
Schizodus Ewaldi Bornemann.

Aus den, auf dieser Bank ruhenden, schwarzen Kalken stammen Korallen, wie schon Rothpletz bestimmte:

Thecosmilia fenestrata Reuss
Convexastraea Azzarolae Stopp.

Sie sind meist schlecht erhalten. Zumeist findet man nur von vielem spätigen Kalzit und wenigem Quarz der S. Q. ausgefüllte, sich verzweigende Korallenäste vor.

In grauen Kössener Mergeln östlich des großen Reckners treten östlich des dortigen kleinen Sees nicht näher bestimmbare Reste von großen Korallen auf, mit teilweise erhaltenen Septen und zirka zentimeterweiten Kelchen.

In anstehenden und nicht anstehenden Kössener Kalken der „Isslköpfe“ wurden ferner nicht näher bestimmbare Reste von Echinodermen gefunden, so die schon bereits erwähnten kleinen runden, schief geschnittenen?, elliptischen Crinoideenstielglieder (verdrückter *Pentacrinus bavarius?* oder *Apiocrinus?*) ferner auf einzelnen Handstücken noch zwei Stachelwarzen und zahlreiche Stacheln von regulären Seeigeln (*Cidaroidea*).

Nordöstlich des Gr. Reckners fanden sich in der Rinne, welche südlich der auffälligen großen Triasdolomitwand hinabzieht, auf einem herabgefallenen Stück Kössener Kalkes Reste von einer Astrocoenienkolonie.

An Fossilien wurden bis jetzt von früheren Autoren und dem Verfasser in den Kössener Kalken gefunden:

A. Echinodermen.

1. Crinoidenreste nicht näher bestimmbar.
2. Cidaroidenreste nicht näher bestimmbar.

B. Korallen.

1. *Cfr. Thecosmilia fenestrata Reuss.*
2. *Cfr. Convexastrea Azzarolae Stopp.*
3. *Astrocoenia.*
4. Große, nicht näher bestimmbare Einzelkorallen.

C. Brachiopoden.

1. *Terebratula gregaria Suess.*

D. Lamellibranchiaten.

1. *Gervillia praecursor Quenstedt.*
2. *Anomya alpina Winkler.*
3. *Modiola minuta Goldf.*
4. *Arca sp.*
5. *Pecten sp.*
6. *Cardita austriaca Hauer.*
7. *Schizodus Ewaldi Bornemann.*
8. *Corbula alpina Winkler.*

Die Verwitterungserscheinungen und das morphologische Auftreten der Kössener Kalke der Tarntaler Berge ist das der Kössener Kalke der nördlichen Kalkalpen, wie sie sich überhaupt von diesen nur durch die sekundär erworbenen Serizithäute und Quarzgänge unterscheiden.

c) Kössener Dolomite.

Die Kössener Dolomite sind in Beschaffenheit und Mächtigkeit sehr stark wechselnd und zumeist gebankt. Oft geht die Bankung in klotzige Ausbildung über. Manchmal werden die Dolomite bituminös oder dem Triasdolomit sehr ähnlich.

Im allgemeinen unterschieden sie sich von diesem durch das Vorhandensein von vielen tonigen oder serizitischen Häuten oder Flatschen und einer mit diesen in Zusammenhang stehenden, bräunlichen oder gelblichen Verwitterungsrinde.

Die S. Q. haben das Gestein oft ganz durchtränkt und silifiziert, zum Beispiel am Nordgrat des Nederergipfels an der Basis der Schuppe B_2.

Die Kössener Dolomite führen östlich des nördlichen Isslkopfes in der flachen Talsohle und zirka 250 *m* nordöstlich der Scharte zwischen der Geierspitze und dem Gr. Reckner viele unbestimmbare Korallen. Östlich des nördlichen Isslkopfes enthielt ein nicht anstehendes Felsstück schlechterhaltene Reste von *Pecten sp.*

Die Fossilführung und Wechsellagerung der Kössener Dolomite mit den Kössener Kalken zeigt an, daß die als Kössener Dolomit bezeichneten Dolomite wirklich rhätische Ablagerungen und nicht etwa auf die Kössener Kalke geschobener Triasdolomit sind, was man annehmen könnte, da es Kössener Dolomite gibt, welche den Triasdolomiten völlig gleichen.

Die Kössener Dolomite lassen sich hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung in sechs Gruppen einteilen:

1. Gruppe. Sie beherbergt unter anderem die triasdolomitähnlichen Typen und führt (siehe das Fossilzeichen auf der Karte des II. Teiles) östlich des nördlichen Isslkopfes Korallen und Reste von *Pecten sp.*

Es sind dichte oder feinkristalline, helle, bläulichgraue oder dunkelgraue, zuweilen mit Breccienstruktur und Bankung versehene, meist tonfreie Dolomite, welche zum Beispiel in der Schuppe *A* auf der Westseite des Hauptmassivs auf den Kössener Kalken, ferner

zwischen Schuppe A und B_2 linsenförmig am Westgrat der Klammspitze, sodann östlich des Großen Reckners in Schuppe B_1 typisch vorkommen.

2. Gruppe. Es sind dichte und feinkristalline, zumeist gebankte, schwarzgraue und schwarze, ton- und serizitreiche Dolomite, mit braun und braungelben, sogar rotbraunen Verwitterungsfarben. Diese Gruppe enthält eine fast überall ausgebildete, sehr auffällige Varietät, nämlich einen dichten, schwarzen Dolomit mit gelber oder gelbbrauner Verwitterungsrinde, welcher häufig Bänke und Linsenzüge bildet. Zum Beispiel im Hauptmassiv an der Südwestwand des Nedererwestgrates, ferner östlich der „Isslköpfe", dann am Nordabfall des Nederers zwischen den Schubmassen A und B und an der Klammspitze nordöstlich des Klammjoches (an der Stelle einer kleinen Lokalüberschiebung).

3. Gruppe. Ungebankte, helle, grünlichgraue, feinkristalline, grau anwitternde Dolomite am Nedererwestgrat.

4. Gruppe. Ungebankte, fein- und grobkristalline, braune und rötlichgraue Dolomite, grau und braun anwitternd im Hauptmassiv an der „Schmirner Reisse".

5. Gruppe. Ungebankte, dichte, hellgraue mit gelben Tonhäuten reich versehene Dolomite (im Hauptmassiv an den Isslköpfen).

6. Gruppe. Helle, gelbliche mit gelben und rötlichbraunen Flatschen versehene, in Linsen auftretende Dolomite (im Hauptmassiv am Klammspitz-Ostgrat, nördlich vom P. 2418).

Im allgemeinen läßt sich von den Kössener Dolomiten sagen: die dunklen Varietäten enthalten mehr Ton und sind öfter gebankt als die hellen Arten.

Die sechs genannten Dolomitgruppen, welche selbst wieder viele feine Nuancierungen aufweisen, vertreten sich gegenseitig beim Aufbau des Dolomitbandes, das sich normalerweise zwischen den Kössener Kalken und den Juraablagerungen einschiebt. Die Kössener Dolomite werden auf der Westseise des Hauptmassivs bei P. 2642 und nordöstlich vom Großen Reckner bis zu 30—40 *m* mächtig.

d) Kalkige Dolomite.

An die Stelle der Kössener Dolomite treten manchmal kalkige Dolomite zum Beispiel oberhalb östlich und westlich der Scharte zwischen Ober- und Untertarntal, ferner auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze, sodann im Untertarntal südlich des südlichsten Sees zwei Blöcke an der Basis der Schuppe B_2, (der östliche geht lokal in Dolomit über), ferner auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze, sodann auf der unteren Terrasse westlich des Kleinen Reckners sowie auf der Süd- und Nordseite des Nederers. Die Karte verzeichnet hier nur Kössener Kalke. Es sind Kalke der Varietät 2, welche mit den Linsen der kalkigen Dolomite wechsellagern.

Die kalkigen Dolomite sind schwarzgraue oder bläulichschwarzgraue, immer dunkle Gesteine von dichter Beschaffenheit mit heller, grauer oder braungrauer Verwitterungsrinde. Sie bilden gern in den grauschwarzen, tonarmen Kössener Kalken mehrere Dezimeter oder Meter dicke Linsen mit weißen, stark hervortretenden Kalzitgängen (zum Beispiel im Hauptmassiv östlich und westlich der Scharte zwischen Ober- und Untertarntal) und führen vielfach zerknitterte Tonhäute. Auch Übergänge von kalkigen Dolomiten, sowie reine Dolomite kommen vor.

Auf der geologischen Karte des II. Teiles wurden die kalkigen Dolomite mit der Farbe der Kössener Dolomite versehen. Vielfach gibt diese Karte nur Kössener Kalke oder Dolomite an, obschon diese mitunter durch die kalkigen Dolomite vertreten sind.

e) Tonschiefer.

Lokal hat sich innerhalb der Kalke, Mergel und Dolomite der Ton der Tonflatschen und serizitischen Häute so stark angereichert, daß Tonschiefer von einer Mächtigkeit bis zu *2 m* entstanden sind. Diese bilden immer nur Putzen, nie auf große Entfernungen hin verfolgbare Horizonte. Es gibt dichte, graue, schwarze, feinschieferige (zum Beispiel im Hauptmassiv auf der Westseite unter dem P. 2642), oder gelblichbraune flatschige Schiefer (zum Beispiel am Klammspitz-Ostgrat nördlich vom P. 2418). Sie sind entweder matt, dann mit runzeliger Oberfläche oder seidenglänzend, dann mit glatter Oberfläche versehen. Pflanzenreste führen die schwarzen, manchmal stark kohligen Tonschiefer nicht. Auf der Karte gehen die Tonschiefer entweder mit der Farbe der Kalke oder der Dolomite, je nachdem sie eines der beiden Gesteine vertreten.

Verbreitung der Triasgesteine.

Die allgemeinen Resultate der tektonischen Untersuchungen müssen schon hier gebracht werden. (Cfr. Geologische Übersichtskarte.) Hierher gehört, daß die Schubfläche zwischen Schuppe B_2 und B_1 = Schubfläche II zwischen hangenden und liegenden Triasgesteinen verläuft, die Schubfläche zwischen Schuppe B_2 und A = Schubfläche II zwischen hangenden Trias- und liegenden Juragesteinen oder auch zwischen hangenden und liegenden Juragesteinen, die Schubfläche zwischen Schuppe B_1 und A = Schubfläche II zwischen hangenden Trias- und liegenden Juragesteinen, die Schubfläche zwischen der Schuppe A und dem basalen Vorlande = Schubfläche I zwischen hangendem Quarzphyllit und liegender Trias oder liegendem Jura, oder zwischen hangender Trias und liegendem Jura.

Trias im basalen Vorland.

Im Mölstal wie an vielen anderen Stellen der Tarntaler Berge sind auf wenig mächtigen grauen, triadischen Dolomiten des basalen Vorlandes Juragesteine zum Absatz gelangt. In solchen Fällen kann man im Zweifel sein, ob man eine Transgression des Jura auf

den Raibler(?) Dolomiten oder auf stark erodiertem Triasdolomit vor sich hat, welcher einstmals Kössener Schichten trug, die auch mit wegerodiert wurden, oder ob von vornherein der Triasdolomit wenig mächtig ausgebildet war, oder ob nach seiner Ablagerung eine lange Festlandsperiode eingetreten ist, welche Kössener Schichten nicht zum Absatz kommen ließ.

Anhaltspunkte für ein solches Festland können an der Überschiebungslinie: Kalter Kofel, Mölser Scharte, Mölser Bach gefunden werden, weil hier der Quarzphyllit der unteren Schuppe *A* auf basalem Quarzphyllit ruht, ohne daß Reste der Trias oder des Jura dazwischenliegen. Indessen kann das Fehlen der Trias- und Juragesteine auch tektonisch erklärt werden wie im zweiten Teil gezeigt werden wird.

Im Lizumtal südöstlich und zugleich oberhalb der Lizumalpe schaut aus dem Gehänge- und Bergschutt noch ein kleines Stück des Nordflügels einer sich flach nach Westen senkenden Mulde heraus. Sie besteht zu unterst aus basalem schlecht aufgeschlossenen Quarzphyllit, dann aus Raibler(?) Dolomiten, Rauhwacken und Quarziten, dann aus Juraschichten und kann bis zur Scharte zwischen „Grauer Wand" und der „Hennensteigen" (s. Übersichtskarte) verfolgt werden. Der Bach, welcher durch die Lizumalpe fließt, hat in ihr lokal sehr gute Aufschlüsse mit mächtigen Quarziten, wie sie dem Jura des basalen Vorlandes am Nordgrat der Grauen Wand eingeklemmt sind, dann mit Raibler(?) Dolomiten und Rauhwacken geschaffen.

Im Klammtal läßt sich mit Hilfe der Raibler(?) Schichten, die entweder auf dem Brennerschiefer oder auf dem Quarzphyllit zum Absatz gekommen sind, eine prätriadische, gänzliche oder teilweise Erosion des Quarzphyllits und eine schwache Faltung des paläozoischen Untergrundes feststellen.

Da sich sowohl auf hangendem Quarzphyllit als auch auf liegendem Brennerschiefer Raibler(?) Rauhwacken und Raibler(?) Quarzsande (die späteren Raibler(?) Quarzite) absetzen konnten, müssen zur Zeit der Triastransgression die Quarzphyllite teilweise schon völlig vom Brennerschiefer wegerodiert gewesen sein.

Mit dieser Annahme stimmt auch die Beschaffenheit der Rauhwacke überein. Sie ist ein sehr kalkhaltiges Gestein, auch wenn sie auf dem kalkarmen oder kalkfreien Quarzphyllit ruht. Aus dem bloßgelegten, sehr kalkreichen Brennerschiefer konnte das transgredierende Triasmeer leicht die zum Aufbau der Rauhwacke nötigen Kalkmengen nehmen, wozu die hie und da im Quarzphyllit auftretenden, wenig mächtigen, kalkigen Einlagerungen nicht ausreichten.

Eine Stelle, wo der Quarzphyllit nur noch 15—20 *m* mächtig erhalten blieb, wird am Schwarzen Schroffen angetroffen, wo diesseits des dortigen Grabens und der in demselben verlaufenden Verwerfung die Sedimente der Rauhwacke und der Quarzite noch auf Quarzphyllit, jenseits aber schon auf Brennerschiefern abgelagert werden konnten.

Daß auch der Quarzphyllit der Knappenkuchel in vortriadischer Zeit eine bedeutende Reduktion erfahren hat, darauf wurde schon früher hingewiesen.

Damit in den Tarntaler Bergen die im allgemeinen von Norden nach Süden hin sich vollziehende prätriadische Erosion und Reduktion des Quarzphyllits bis in das durch Wechsellagerung mit dem Quarzphyllit gekennzeichnete oberste Niveau des Brennerschiefers hinabgreifen konnte, mußten notwendigerweise der mächtige Quarzphyllit- und Brennerschiefer sich in sehr flacher Lagerung befunden haben. Gefaltet waren nun beide Gesteine, wie die gefalteten, aufgearbeiteten Stücke in den Rauhwacken zeigen, sicherlich. Wenn wir nun noch berücksichtigen, daß die Raibler (?) Schichten konkordant und diskordant auf dem Quarzphyllit und Brennerschiefer abgelagert wurden, dann läßt sich das paläozoische Gebirge als ein Gebirge mit sehr flachen Sätteln und Mulden rekonstruieren. An den Sättelfirsten trat dann konkordante, in den Muldensenken diskordante Ablagerung der mesozoischen Schichten ein. (Cfr. Fig. 5.)

Im Klammtal wird der basale Triasdolomit an der südlichen Schoberspitze ziemlich mächtig. Hier trägt er noch Kössener Schichten, allerdings nur Mergel und Kalke, welche auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze an Stelle der Kössener Dolomite eine Linse grauen kalkigen Dolomits enthalten. Zwischen der südlichen Schoberspitze und der oberen Lattereralpe nimmt der Triasdolomit am Südgrat des P. 2453 mehr oder minder stark aufgearbeitet am Aufbau einer sich schwach nach Westen senkenden Mulde teil, welche sich auch in den Kössener Schichten der südlichen Schoberspitze noch schwach bemerkar macht.

Im Fenster des Mölstales haben wir eine überkippte, sich nach Süden öffnende, aus Triasgesteinen bestehende und nachträglich noch stark gefaltete Mulde vor uns, welche vom überschobenen Quarzphyllit der Schuppe *A* zugedeckt wird und einen Jurakern umhüllt. Die Triasgesteine sind hauptsächlich Raibler (?) Schichten. Am Kalten Kofel tritt im überkippten hangenden Schenkel bereits ein ziemlich mächtiger Triasdolomit auf. Die überkippte Triasmulde findet sich außerhalb der kolorierten Karte (cfr. Geol. Übersichtskarte) am Hippold und in dessen Umgebung wieder.

Trias in den Schuppen des basalen Vorlandes.

Innerhalb des basalen Vorlandes haben sich vom mesozoischen Sedimentbestande desselben zwei kleinere Schuppen abgespalten. Am nördlichen Teil der Schmirner Reisse ist noch ein zirka 30 *m* mächtiges Triasdolomitstück sichtbar, welches ohne Kössener Schichten zu tragen, mit Juraschichten bedeckt ist und bei der Überschiebung der Schuppe *A* vom Mesozoikum des basalen Vorlandes losgerissen und auf basalen Jura geschoben wurde. Dieser basale Jura ist besser noch westlich der Überschiebungsstelle, in der Umgebung des P. 2268, aufgeschlossen. Die kleine Schuppe nordöstlich des Melkplatzes besteht, soweit sichtbar, an ihrer Basis aus Raibler (?) Quarziten, die allerdings stark mit den hangenden und liegenden Juraschichten verknetet sind.

Mylonitisierte Triasgesteine im basalen Vorland.

Nördlich der oberen Lattereralpe, in einer Höhe von zirka 2160 *m*, dann auch östlich der Alm, etwa 2050 *m* hoch, am Ende der nördlichen der beiden auffälligen Rinnen gelegen, fanden bei der Überschiebung der Schuppe *A* mechanische Vermischungen benachbarter Raibler(?) Horizonte statt, wie sie früher allgemein geschildert wurden.

An der erstgenannten Stelle wurden in die Rauhwacke eckige, grünliche Triasquarzserizitstücke sowie grünliche und bräunliche Raibler(?) Kalkstücke der IV. und III. Varietät, am zweitgenanten Orte Raibler(?) Kalkstücke der Varietät II hineingepreßt.

Trias in der Schuppe A.

Die Triasgesteine der Schuppe *A* markieren im allgemeinen die Form einer mächtigen Linse. Die nördliche Verjüngung derselben wird heute nur von den Raibler(?) Schichten gebildet, die sich vom Westende des Schober-Mölszuges bis zum Melkplatz ins Lizumtal verfolgen lassen und auf dem Quarzphyllit der Schuppe *A* zum Absatz gekommen sind. Der dicke, mittlere Teil der Linse wird durch die unteren Partien des Hauptmassivs gebildet. Er enthält vor allem den mächtigen Triasdolomit des Isslgrabens. Ersterer steht mit dem Triasdolomit des Klammspitzostgrates sehr wahrscheinlich in Verbindung, wird aber auf der Ostseite des Hauptmassivs durch Jurakonglomerate verdrängt. Die Westseite des Hauptmassivs liefert hingegen für die Kössener Schichten die deutlichsten Profile und die besten Versteinerungen.

Das südliche Ende der Linse ist an der Schmirner Reisse und im südlichen Lizumtal durch Triasdolomite und Kössener Schichten aufgeschlossen.

Trias in der Schuppe B_1.

Die teilweise vom Bergschutt zugedeckte Schuppe B_1 ist ebenfalls linsenförmig gebaut und zwischen den Schuppen *A* und B_2 eingeklemmt. Ihr Material stammt aus der Basis der Schuppe B_2 und besteht nur aus Triasgesteinen: aus Rauhwacken, Triasdolomit, Kössener Dolomiten und Kalken. Die Rauhwacken kommen an einer leicht übersehbaren Stelle nordöstlich des Gr. Reckners, am Ende der Rinne vor, welche im südlichen Lizumtal in den Triasdolomit der Schuppe *A* zwischen der 2500- und 2600-*m*-Kurve eingeschnitten ist und in der eine O—W streichende Verwerfung verläuft.

Trias in der Schuppe B_2.

Vermittels der Triasgesteine, welche die Schuppe B_2 in den meisten Fällen an ihrer Basis mehr oder minder ausgebildet führt, ist die Schubfläche II deutlich zu verfolgen. Es zeigt sich nun, daß die überschobenen Triasgesteine der Schuppe B_2 vom Nordende derselben, also vom Schober-Mölszug bis zum Süd-

ende, also bis zum Südabfall des Hauptmassivs, im allgemeinen immer mächtiger werden oder in immer tiefere Horizonte hinabgreifen, so daß im südlichen Teil des Hauptmassivs bereits die Raibler (?) Rauhwacken und Quarzite auf den Jurагesteinen des basalen Vorlandes ruhen. Wie der tektonische Teil noch näher zeigen wird, hängt dieses nach Süden hin erfolgende Anschwellen der Triasgesteine und das Auftauchen der älteren Horizonte mit einer südlichen Neigung der Schubfläche II zusammen.

Die Schuppe B_2 legte sich, während sie über die Schuppe A glitt, in mehrere Falten, zum Beispiel am Nederer, am Sonnenspitzwestgrat und nördlich und westlich des Kl. Reckners. Infolge dieser Faltungen treten an den genannten Stellen „in Juragesteine eingewickelte Triasgesteine“ auf.

Am Schober-Mölszug sind die Triasgesteine der Schuppe B_2 sehr wenig mächtig. Es treten nur vereinzelte große Blöcke davon auf. Am Westende des Zuges bei P. 2453 sind es Kössener Dolomite und kalkige Dolomite, auf der Südseite des Zuges zwischen der nördlichen Schoberspitze und der Klammer-Sonnenspitze an drei Stellen hingegen brecciöse Triasdolomite, an der Klammer-Sonnenspitze drei größere nicht leicht zu übersehende Triasdolomitblöcke. Sie stammen von einem ehemals kontinuierlichen Triasdolomitzug her, welcher an der Klammspitze noch besser erhalten ist. Hier bildet gelegentlich fahlerzführender, hell- und dunkelgrauer und von einer kleinen Lokalüberschiebung durchzogener und mit wenig Kössener Schichten verknüpfter Triasdolomit die Antiklinalen a_6 und a_7. Der triadische Teil der Mulde, welche zwischen den Antiklinalen a_5 und a_6 liegt (cfr. Übersichtskarte), besteht aus Kössener Kalken und dolomitischen Kalken. Die Kössener Dolomite treten am Ost- und Westgrat der Klammspitze als auffällige Linsen hervor. Die gleichen Kössener Kalke und Dolomite, wie sie an der Klammspitze an der Basis der Schuppe B_2 vorkommen, treffen wir wieder am Gipfelbau des Nederers, ferner östlich und westlich der Scharte zwischen Obertarntal und Untertarntal, dann im Obertarntal, südlich des Kl. Reckners, und auf der Terrasse westlich von P. 2730, welcher nordwestlich vom Kl. Reckner liegt, an.

Am Nederer wurde die Schuppe B_2 während der Überschiebung in eine ungefähr nordwest-streichende, S-förmige, später wieder muldenförmig verbogene Falte gelegt. Symmetrisch zu ihr liegt am Sonnenspitzwestgrat eine zweite S-förmige Falte (das Untertarntal ist Symmetrieachse), an welche sich südlich des Reckners und nördlich und westlich vom genannten P. 2730 eine dritte S-förmige Falte anschließt, deren Achse im Osten noch Ost-West streicht, dann aber nach Süden umbiegt. Diese Falte ist nur im Westen des Hauptmassivs stark ausgebildet.

Infolge der drei S-förmigen Falten berühren die Triasgesteine von der Basis der Schuppe B_2 nicht nur die Oberfläche der Schuppe A oder B_1, sondern sie treten auch keilförmig zwischen den Juragesteinen der

Schuppe B_2 auf, so daß man zunächst an das Vorhandensein weiterer Schuppen denken könnte. Für solche jedoch besitzen wir aber keine Anhaltspunkte. So zum Beispiel läßt sich im östlichen Obertarntal nördlich des Gr. Reckners durch die dortigen Trias- und Juragesteine jene Schubfläche nicht weiter verfolgen, welche im Westen zum Beispiel bei P. 2730 zwischen den keilförmig auftretenden Kössener Kalken und den liegenden Juraschichten angenommen werden könnte. Ferner herrscht an den fraglichen Stellen (am Nederer, am Sonnenspitzwestgrat und im südlichen Obertarntal und westlich des Kl. Reckners) völlige Konkordanz zwischen den Triasgesteinen und den hangenden und liegenden Juraschichten, ohne das geringste Anzeichen einer Schubfläche oder Rutschfläche.

Am Nederer ist die S-förmige Falte folgendermaßen gebaut: ihre obere Muldenregion öffnet sich nach Norden und besteht aus einem Triaskern, welcher von fossilführenden Kössener Kalken und von kalkigen Dolomiten gebildet wird. Die untere Muldenregion öffnet sich nach Süden. Den Kern derselben bilden an Stelle von Kieseltonschiefern die schwarzen Tonschiefer des Südabhanges des Nederers. Der liegende Schenkel dieser Mulde führt an seiner Basis Triasgesteine, zu welchen am Nordgrat des Nederers und westlich davon stark verquarzter Kössener Dolomit, auf der Südseite des Nederers an zwei Stellen mit Jurakonglomeraten bedeckte Triasdolomitblöcke gehören.

Am Sonnenspitzwestgrat ist die zweite S-förmige Falte folgendermaßen gebaut. Ihre obere Muldenregion öffnet sich nach Süden. Der Triaskern derselben wird östlich und westlich der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal von gelegentlich korallenführenden Kössener Kalken und von kalkigen Dolomiten gebildet. Am Nordgrat und Südgrat der Sonnenspitze enthält er zu innerst noch Triasdolomit, welcher gegen Süden hin stark anschwillt.

Die untere Muldenregion dieser S-förmigen Falte öffnet sich nach Norden. Ihr liegender Schenkel besitzt an der östlichen Scharte des Untertarntales keine Triasgesteine. Ihr innerster Kern ist durch Jurakonglomerate und an Stelle der Kieseltonschiefer wieder durch schwarze, mit den Konglomeraten zum Absatz gekommene und verknotete Tonschiefer angedeutet, welche im Süden durch Ausquetschung verlorengegangen sind, so daß man östlich des Sonnenspitzgipfels nur mehr einen Kieselkalkkern besitzt.

Die obere Mulde der dritten S-förmigen Falte öffnet sich nach Süden, beziehungsweise nach Südosten. Ihr innerster Kern wird bei P. 2370 von Kössener Kalken und kalkigen Dolomiten gebildet. Der liegende Schenkel der unteren, sich nach Norden, beziehungsweise nach Nordwesten öffnenden Mulde enthält nur am Westende des Obertarntales noch Kössener Dolomite und Kalke, südlich des Obertarntales hat er dieselben bereits verloren. Daher kommen die jurassischen Kieselkalke der Schuppe B_2 unmittelbar auf die Kieselkalke der Schuppe A zu liegen.

Von den Sattelumbiegungen der drei S-förmigen Falten sind bereits alle wegerodiert. Bei der zweiten Falte ist die Muldenumbiegung durch die Abhänge am Westende des Obertarntales prächtig aufgeschlossen. (Cfr. Fig. 6.)

Die Raibler (?) Horizonte der Schuppe B_2 finden sich nordöstlich des Gr. Reckners am Südgrat der Sonnenspitze, dann östlich der Scharte zwischen dem Gr. Reckner und der Geierspitze, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs. Am Sonnenspitzsüd-

Fig. 6.



Profil vom Westabfall des Obertarntales.

Blick vom P. 2642 auf die beiden südlichen, nachträglich noch gefalteten „S“-Falten am Westabfall des Obertarntales.

J_1 = Jurakieselkalke. — kd = Kössener Dolomite und kalkige Dolomite. — kk = Kössener Kalke. — II = Überschiebung. — a_1 = Antiklinale. A, B_2 = Schuppen.

grat sind es leicht übersehbare, mit Quarzphyllitgeröllen erfüllte, eisenreiche Rauhwacken, welche auf fossilführenden Kössener Kalken der Schuppe B_1 ruhen. Östlich der Scharte zwischen Gr. Reckner und der Geierspitze trifft man wieder Rauhwacken an, welche einen zertrümmerten Quarzithorizont enthalten und auf jurassische Schichten des basalen Vorlandes geschoben sind. Auf der Südseite des Hauptmassivs werden Raibler (?) Rauhwacken und -Quarzite angetroffen. Die Quarzite treten am Ostende der oberen Terrasse des Geierspitz-Nordostgrates, im Norden einer auffälligen Jurakonglomeratnase auf. Die Rauhwacken sind auf der ganzen

Südseite des Hauptmassivs von dieser Stelle mit Unterbrechungen bis zum Staffelsee verfolgbar und ruhen wie die Quarzite auf Jurageesteinen des basalen Vorlandes.

II. Juragesteine.

Sie setzen sich zusammen aus:

1. Kieselkalken, welche als Bänderkalke, phyllitische Bänderkalke und Wetzsteinkalke entwickelt sind.
2. Konglomeraten (normal und mylonitisiert).
3. Kieseltonschiefern mit Kieselkalkeinlagerungen.
4. Aus bunten, mehr oder minder stark metamorphosierten Tonschiefern.
5. Kalkführenden Tonschiefern.
6. Aus Quarzserizitschiefern mit und ohne Dolomitgeröllen.
7. Sandigen, regenerierten Dolomiten.

Nach der Ablagerung der Kössener Schichten und vor dem Absatz der Juraschichten traten in den Tarntaler Bergen zwei wichtige Ereignisse ein.

Zunächst bildete sich durch völliges Verschwinden des flachen Kössener Meeres ein Festland heraus, dessen Schichten später lokal aufgerichtet wurden, dann wurde allmählich das gefaltete Festland vom heranrückenden Jurameer überspült, welches die Unebenheiten des Festlandes nahezu völlig abtrug. Viererlei entstand nun bei dieser Tätigkeit.

1. Verschieden mächtige Strandkonglomerate, welche mit den übrigen, neugebildeten Juragesteinen wechsellagerten.
2. Umlagerung der tonfreien und tonigen Raibler(?) Quarzsande, aus welchen durch die Metamorphose *C* die jurassischen Quarzserizitschiefer entstanden.
3. Quarzsande mit Dolomitgeröllen; diese Gesteine sind eine Mischung zwischen den Konglomeraten 1 und 2.
4. Sandige regenerierte Dolomite.

Außerdem kamen im Jurameer noch Sedimente zum Absatz, welche durch ihren Reichtum an kieseligen Bestandteilen in starkem Kontrast zu den Kössener Gesteinen stehen. Hierher gehören die Kieselkalke, Kieseltonschiefer, bunten Tonschiefer, kalkführenden Tonschiefer. Diese Gesteine sind stellenweise sehr mächtig und gleichmäßig ausgebildet und wurden in diesem Falle wohl in tieferen, ruhigeren Becken des Jurameeres abgesetzt. Da sie aber auch in der gleichen petrographischen Ausbildung, mit den Konglomeraten, den Quarzserizitschiefern und den Dolomitgerölle führenden Quarzserizitschiefern, also mit metamorphen Sedimentgesteinen vorkommen, welche nur in einem flachen Meere entstehen konnten, so lassen sie sich nicht als Tiefseeablagerungen auffassen.

„Es bestand also auch in den jurassischen Ablagerungsbezirken der Tarntaler Berge keine echte Tiefsee.“

Die normale Aufeinanderfolge der Juraschichten ist die, daß die Kieselkalke mit den Bänderkalken zu unterst liegen, darüber folgen die Wetzsteinkalke, auf denen die Kieseltonschiefer mit einem zweiten Wetzsteinlager ruhen. Die Konglomerate können alle Horizonte dieser Gesteine vertreten. Wenn der Serpentin vorhanden ist, liegt er in diesem zweiten Wetzsteinkalkband.

I. Kieselkalke.

Bei den Kieselkalken gibt es drei leicht voneinander zu trennende Ausbildungsformen:

a) Bänderkalke = normale Kieselkalke (häufigste Form).

b) Schieferige, den „Brennerschiefern“ petrographisch ähnlich ausgebildete Kieselkalke.

c) Wetzsteinkalke.

Alle diese drei Arten sind durch die Metamorphose *C* umgewandelte, ehemals stark kieselige und tonige jurassische Kalke, welche auch die S. Q. beherbergen, die hier Kalzit und Albite führen.

a) Bänderkalke.

Sie sind an den dichten, wenig dicken, hellen und dunklen Bändern, welche miteinander alternieren und an ihrer Oberfläche mit seidenglänzenden, grauen serizitischen Häuten bedeckt sind, leicht zu erkennen.

Die Grenze zwischen den hellen und dunklen Lagen ist scharf oder verschwommen. Die hellen Bänder führen mehr Quarz und weniger Kalk als die dunklen. Sie besitzen in frischem Zustande eine hellgraue Farbe. Die angewitterte Oberfläche ist bräunlich hellgrau und mürbe und läßt die durchlöcherten Serizithäute stark hervortreten.

Die dunklen Lagen sind am frischen Bruch und an der verwitterten Oberfläche schwarzgrau. An manchen Stellen sind sie auf kurze Strecken (z. B. im Untertarntal am Nordabfall des Felskopfes östlich von den Isslköpfen) als körnige Echinodermenbreccien ausgebildet. (Man beachte die Fossilzeichen in den Kieselkalken.)

Bei den tektonischen Bewegungen wurden die hellen und dunklen Lagen der Bänderkalke stark gestaucht und durcheinandergeknetet. Durch eine häufig auftretende Transversalschieferung (in der Schuppe *A*, z. B. am Ende des Klammspitzostgrates, in der Schuppe B_2 südwestlich des Staffelsees), welche die Schichten mit verschiedenen Winkeln durchscheidet, entstanden sogenannte „Griffelschiefer“.

Die Kieselkalke enthalten oft sehr viele Pyrite (z. B. in der Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse.) Ihre dicht und drusig ausgebildeten S. Q. durchsetzen parallel und schief die Gesteinslagen.

Die Bänderkalke bilden oft stark zerklüftete Wände (z. B. in Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse). Bezeichnend sind für sie an „geologische Orgeln“ erinnernde Verwitterungsschlote (z. B. in der Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse am Kleinen Reckner-Westgrat, ferner am Südwestabfall des Nederers.)

Die Atmosphärilien vermögen die anstehenden Kieselkalke und ihren eckigen kleinplattigen Schutt nur wenig aufzulösen, die dunklen Lagen infolge des größeren Kalkgehaltes mehr als die hellen quarzreichen. Die Bänderkalke sind verschieden mächtig, im Durchschnitt zirka 30 *m*. Auf der Ostseite der Tarntaler Sonnenspitze jedoch und am Kleinen Reckner-Westgrat und bei P. 2642 werden sie sicher über 70 *m* mächtig.

b) Schieferige, den „Brennerschiefern“ ähnliche Kieselkalke.

Der Unterschied zwischen diesen Gesteinen und den eben beschriebenen ist ein rein petrographischer. Es handelt sich nur um stärker serizitisierte, mehr gefältelte und zerknitterte und mit vielem Quarz durchtränkte, graubraune Kieselkalke, welche stets mit den übrigen Juragesteinen stratigraphisch verknüpft sind. Die Bänderstruktur ist manchmal nur schwach angedeutet oder durch die Metamorphose *C* schon ganz verwischt. Vielleicht war sie manchmal überhaupt nie vorhanden.

Die dem Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalke kommen zumeist an Stellen mit bedeutenden tektonischen Störungen vor, z. B. im basalen Vorland, auf den Südabhängen der Geierspitze und im „Grübelkar“ bei P. 2268 sowie östlich des Lizumbaches zwischen Kahler Wand und Grauer Wand in der Schuppe *A*, z. B. an der Klammspitze.

c) Wetzsteinkalke.

Zu diesen wurden jene kieselreichen, durch helle Farben ausgezeichnete Jurakalke gerechnet, welche immer zwischen den Bänderkalken oder den Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalken einerseits und den später zu besprechenden jurassischen Kieseltonschiefern anderseits auftreten und gelegentlich technisch verwendbare Wetzsteinlagen enthalten.

An ihnen lassen sich parallele, meist stark gefaltete, dichte oder körnige, pyritführende Platten von weißlicher, weißgrauer, grünlicher oder grüngelber Farbe und marmorartiger Beschaffenheit unterscheiden. Sie bestehen aus einem Gemisch von feinen Quarz- und Kalzitkörnern und verdanken die grüne Farbe den hauptsächlich im Quarz, weniger im Kalzit auftretenden Serizitschuppen. Die Marmorlagen werden getrennt von grünlich gefärbten, seidenglänzenden Serizit- und von grünlichen Chlorithäuten, welche besonders häufig und bedeutend dicker an der Grenze gegen die Kieseltonschiefer auftreten.

Ferner erkennt man makroskopisch deutlich dünne, den Serizithäuten und Marmorlagen parallellaufende Kieselschnüre, sodann die hier an Karbonaten reichen S. Q. Letztere sind von den Kiesel-

schnüren dadurch leicht zu unterscheiden, daß sie da, wo sie ins bereits metamorphe Gestein eingedrungen sind, den Kalzit grobspatig entwickelt und von Chlorit und Serizit gereinigt haben, daß sie ferner charakteristische Züge von Linsen bilden, welche aus Netzquarz und weißen, oft auch durch Rost etwas bräunlich gefärbten und unregelmäßig ausgebildeten Kalzitrhomboedern bestehen.

Es gibt: 1. Wetzsteinkalke, die aus dichten, grünlichen, kalkreichen oder aus bläulich-weißgrauen, kalkarmen Marmorlagen und grünlichen Chlorit- und Serizithäuten bestehen.

2. Wetzsteinkalke mit dünnen, hellgefärbten, gröberen, kalkreichen Marmorlagen und mit feinen Kieselschnüren.

3. Dichte, dünnschieferige, an Kieselschnüren reiche Wetzsteinkalke, sogenannte „Grenzkalke". Sie treten an der Grenze der Kieselkalke gegen hangende oder liegende Kieseltonschiefer auf.

Die technisch verwendbaren Wetzsteinkalke bilden nur wenige Dezimeter dicke Lager, welche nicht nur im Wetzsteinbruch im Lizumtal, sondern auch an vielen anderen Orten immer in der Nähe der Tonkieselschiefern auftreten (z. B. in der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers).

Auf der kolorierten Karte des II. Teiles tragen alle Kieselkalke die gleiche Farbe.

Fossilführung der Juragesteine.

Von allen Juragesteinen führen einzig die Kieselkalke Versteinerungen und von diesen generisch bestimmbare nur die Bänderkalke.

Die Senke zwischen dem Ende des Isslgrabens und dem Westende des Untertarntals wird nördlich von einem Eckpfeiler bewacht, an den sich ein Schuttkegel mit herabgestürzten Kössener Dolomitblöcken und Jurakieselkalkstücken anschmiegt (cfr. Fig. 3, II. Teil).

Auf diesem Schuttkegel fand Young im Sommer 1907 eine winzige, Echinodermenreste enthaltende, grau anwitternde, schwärzliche Bänderkalkplatte. Sie trug einen schlechterhaltenen Ammoniten. Dicht daneben lag der Abdruck des Fossils, an einer anderen tiefer gelegenen Stelle dagegen ein weiterer, ebenfalls schlechterhaltener Cephalopod C, wieder in Kalken mit den Echinodermenresten.

Bather konnte nun feststellen, daß Teile der von Young aufgefundenen Echinodermenreste von Diadematiden herrühren, „welche wahrscheinlich nicht älter als Trias" sind.

G. C. Crick (L. 7) übernahm die Bestimmung der Cephalopoden. Der Ammonitenrest stammt von *Arnioceras cfr. Arnouldi Dumortier*, das zweite Cephalopodenstück von *Belemnites.*

Wenn diese Bestimmungen richtig sind, dann vertreten die den Ammoniten und Belemniten führenden Bänderkalke, welche unmittelbar auf den Kössener Dolomiten aufruhen, unteren, jedoch nicht untersten Lias, etwa das Sinemurien.

Im Isslgraben zwischen Kurve 2400 und 2500 fand der Verfasser noch drei Echinodermenbreccienplatten, wie sie Young beschrieben

hat, jede mit einem schlechterhaltenen Belemnitenrostrum (mit Alveole). Der Winkel der Alveole ist bei den einzelnen Individuen etwas verschieden.

An der Schmirner Reisse wurde ebenfalls in einem herabgefallenen Stück der Bänderkalke, das nicht als Echinodermenbreccie, sondern nur als dunkle Lage ausgebildet ist, ein etwa 31·2 *cm* langes und an der dicksten Stelle 14 *mm* starkes, konisches Stück eines Belemnitenrostrums gefunden. Die guterhaltene, typische Radialfaserstruktur läßt keinen Zweifel darüber aufkommen, daß es sich hier wirklich um die Gattung „*Belemnites*" handelt.

In anstehenden Kieselkalken wurden Versteinerungen an allen jenen Stellen gefunden, wo die Karte ein Fossilzeichen angibt. Es handelt sich hierbei um schwarze Echinodermenbreccien, deren graue Oberfläche oft ganz mit feinen dunklen Höckerchen, den „? Crinoidenresten", besetzt ist. Nur an einer Stelle, etwa 200 *m* südwestlich des Nederergipfels wurden in anstehenden, grauschwarzen Kieselkalken in einer Höhe von nicht ganz 2700 *m* (cfr. das Fossilzeichen in den Kieselkalken), zwei schlecht erhaltene Belemnitenalveolen gefunden.

Wenn nun auch alle Juraversteinerungen der Tarntaler Berge eine nähere Horizontierung kaum zulassen, so ist doch der sichere Nachweis erbracht, daß die Kieselkalke der Tarntaler Berge nicht der Trias angehören, wozu sie F. E. Suess[1]), Frech[2]) und Sander[3]) stellen, sondern daß sie jedenfalls dem Jura, möglicherweise dem Lias angehören. Für Lias haben sich schon früher Pichler und Rothpletz entschieden und es könnte für eine solche Altersbestimmung der von Young aufgefundene Ammonit als Beweis angeführt werden, wenn nicht sein Erhaltungszustand ein so ungenügender wäre, daß eine einwandfreie Feststellung des Alters nicht möglich ist.

Wenn nun die Kieselkalke jurassisch sind, dann müssen auch die mit ihnen unzertrennbar verknüpften Gesteine, nämlich die Wetzsteinkalke, die Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalke, die Kieseltonschiefer, die bunten Tonschiefer, die kalkführenden Tonschiefer, die Quarzserizitschiefer, die sandigen Dolomite und Konglomerate jurassisch sein.

Die Echinodermenbreccien, welche, wie wir wissen, auch Belemnitenreste führen, treten immer nahe an der Grenze zwischen den Kössener Schichten und Kieselkalken auf Es ist ferner anzunehmen, daß der von Young aufgefundene *Arnioceras* ebenfalls aus den unteren, unmittelbar den Kössener Dolomiten auflagernden, Echinodermenbreccien führenden Bänderkalken stammt.

Wenn nun nach der Bestimmung Cricks diese das Sinemurien vertreten, dann fehlen zwischen den Kössener

---

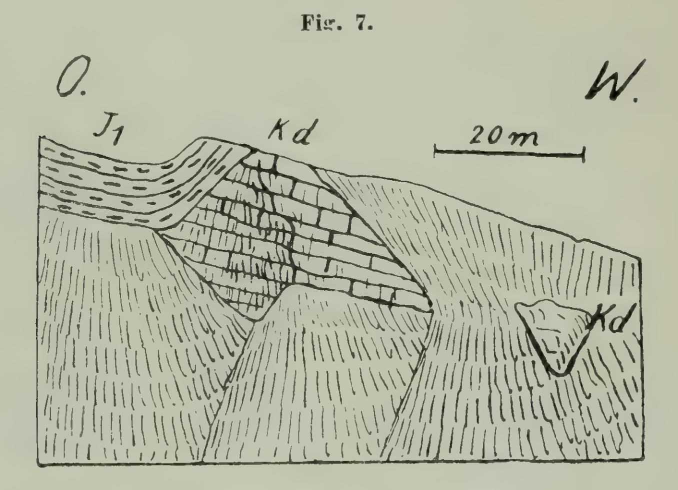
[1]) F. S. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten".
[2]) F. Frech, „Über den Gebirgsbau der Zentralalpen".
[3]) B. Sander, „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern".

Dolomiten und dem Sinemurian die Ablagerungen des untersten Lias.

Es besteht also an der Grenze vom Tarntaler Trias und Lias ein Hiatus, der sich auch paläontologisch nachweisen läßt. Es treten nun auch an vielen Stellen deutliche Diskordanzen zwischen den Trias- und Juraschichten auf; so zum Beispiel in der Schuppe *A* im Winkel, welchen der Kleine Reckner-Westgrat mit der Westseite des Hauptmassivs einnimmt (cfr. Fig. 7).

Andere Stellen mit Diskordanzen werden später noch angegeben werden. Diese Diskordanzen sind nur unter der Annahme zu verstehen, daß zum mindesten die Triasgesteine vor Ablagerung der Juragesteine schon aufgerichtet worden waren.

Fig. 7.



O—W-Profil vom Nordabhang des unteren Westgrates des Kl. Reckners.

Transgression der jurassischen Kieselkalke auf den Kössener Dolomiten der Schmirner Reisse.

J_1 = Jurakieselkalke. — *kd* = Kössener Dolomite.

Es hat also in den Tarntaler Bergen am Ende der Rhätzeit ein Festland gegeben. An Stellen, wo die postrhätische Schichtaufrichtung besonders stark gewesen war, setzt die erodierende Tätigkeit des transgredierenden Jurameeres sehr heftig ein. Es wurden mitunter sehr mächtige Strandkonglomerate gebildet und die Raibler (?) Horizonte teilweise umgelagert.

Wenn nun die tiefsten Horizonte der Kieselkalke, eben jene Belemniten-, Ammoniten- und Crinoidenreste führenden Bänderkalke schon oberen Jura vertreten würden, was auf Grund ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer Verknüpfung mit den mangan- und eisenhaltigen und radiolaritähnlichen Kieseltonschiefern nicht ganz von der Hand zu weisen ist, dann läßt sich der oben geschilderte Hiatus noch viel leichter verstehen.

Einstweilen scheint es, bis sicher bestimmbare Fossilien vorliegen, besser zu sein, die Kieselkalke und die mit ihnen verknüpften Gesteine ganz allgemein dem Jura zuzuteilen, wozu bis jetzt nur das Auftreten der Gattung *Belemnites* berechtigt.

2. Konglomerate.

a) Normale Konglomerate.

Äußere Erscheinungsform derselben.

In den Tarntaler Bergen gibt es mitunter sehr mächtige Konglomerate, welche fast ausschließlich aus aufgearbeiteten und zur Zeit der Aufarbeitung noch nicht metamorphen Gesteinen der Tarntaler Trias bestehen.

Alle Sorten des Triasdolomits, die sechs Hauptvarietäten der Kössener Dolomite, die Kössener Kalke und Mergel, die Kössener Dolomite, die kalkigen Dolomite, von den Raibler(?) Schichten, die Kalke und Dolomite werden in ihnen angetroffen, daneben ein bis jetzt noch nicht anstehend gefundener kakaobraun anwitternder, grauer, dichter Dolomit, welcher wahrscheinlich zu den Kössener Dolomiten gehört.

Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit der Komponenten können Dolomit-, Dolomitkalk- und Kalkkonglomerate unterschieden werden.

Die Größe der Komponenten schwankt zwischen mehreren Zentimetern und mehreren Metern.

Die dolomitischen Komponenten zeigen fast immer noch ihre ursprüngliche Form, mit der sie abgelagert wurden. Sie sind entweder eckig oder wenig oder gut abgerollt. Die kalkigen, aber auch die in Ton gebetteten dolomitischen Komponenten sind gern etwas linsenförmig ausgewalzt.

Wenn die einzelnen Komponenten verschieden gefärbt sind, erscheint eine gesprenkelte Oberfläche der Konglomerate, welche die polygene Natur des Gesteins sofort erkenntlich macht.

Wenn die einzelnen Komponenten des Konglomerats aber aus ein und demselben aufgearbeiteten Gestein bestehen, dann ist die Konglomeratnatur der Gesteine schlecht zu erkennen. Doch deuten in solchen Fällen manchmal die S. Q. durch netzförmiges Auftreten die Konglomeratstruktur an.

Beim Schlagen von Konglomerathandstücken schälen sich keine einzelnen Komponenten heraus, wie dies bei tektonischen Breccien der Fall zu sein pflegt, die Komponenten sind vielmehr durch ein feines oder grobes, äußerlich oft nicht sichtbares, dolomitisches Bindemittel so fest miteinander verkittet, daß sie wieder ein völlig kompaktes, einheitliches Gestein bilden.

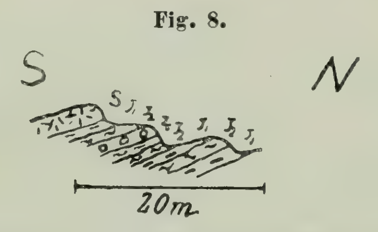
Gegen die Annahme einer tektonischen Entstehung der Konglomerate spricht auch eine deutliche Bankung, welche zum

Beispiel westlich des Wetzsteinbruches bei P. 2230 oder in der Mitte der unteren Ostwand des Hauptmassivs in der Schuppe *A* auftritt (siehe Profiltafel II, Fig. 9). Am Wetzsteinbruch biegen die Konglomeratbänke nach Osten herunter. Sie täuschen hier eine größere Mächtigkeit derselben vor, welche östlich der Sonnenspitze immerhin an die 200 *m* beträgt und anzeigt, daß in der Jurazeit sehr große Mengen von Triasgesteinen aufgearbeitet wurden.

Die Konglomerate wittern, wenn sie viele Triasdolomitkomponenten enthalten, grau, wenn viele Kössener Dolomitkomponenten vorhanden sind, gelblichgrau oder gelbbraun oder graubraun an.

Die an Triasdolomitkomponenten sehr reichen Konglomerate besitzen, wenn sie (wie zum Beispiel in der Schuppe *A* an der unteren Ostwand des Hauptmassivs) sehr mächtig werden, von fern

Fig. 8.



Profil südlich vom Tarntaler-Sonnenspitzgipfel.

S = Serpentin. — J_1 = Kieselkalke. — Jc = feine Konglomerate.
J_2 = Tonschiefer oder Kieseltonschiefer.

Auf der Karte sind nur Konglomerate zwischen Kieselkalken und Kieseltonschiefern verzeichnet.

gesehen ganz das morphologische Auftreten des Triasdolomits. Das war wohl der Grund, weshalb sie lokal früher für solchen gehalten und nicht weiter untersucht wurden.

Die Metamorphose *C* hat die Dolomitkonglomerate gar nicht beeinflußt. Bei den tonführenden Kalkkonglomeraten wurde Serizit neugebildet.

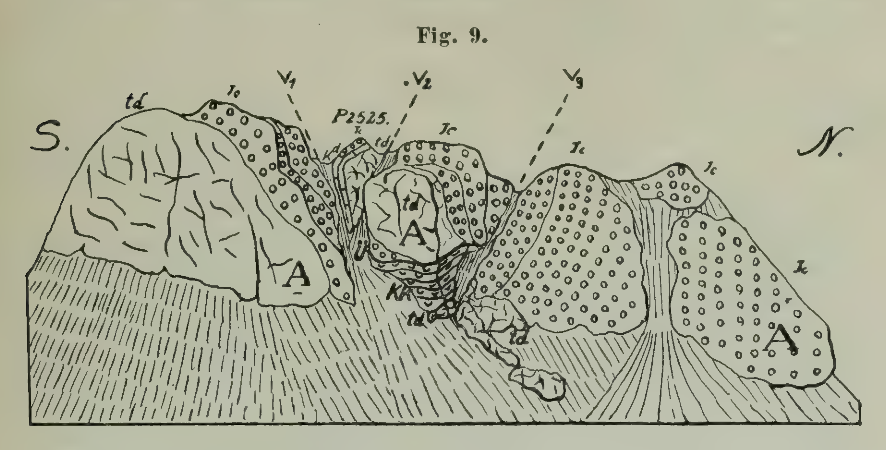
Die S. Q. erscheinen wie beim Triasdolomit oder sie bilden die schon erwähnte netzförmige Umsäumung der Komponenten.

Die Konglomerate treten entweder als selbständige, bisweilen sehr mächtige Horizonte (zum Beispiel in der Schuppe *A*: auf der Ostseite des Hauptmassivs) auf, oder sie erscheinen in der Form von größeren und kleineren, manchmal zu Zügen sich anhäufenden Linsen oder in Bänken an Stelle der Kieselkalke (zum Beispiel in der Schuppe *A* am Nedererwestgrat), an Stelle der kalkführenden und bunten Tonschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande, nordöstlich des Melkplatzes, in der Schuppe B_2 Sonnenspitzsüdgrat cfr. Fig. 8), an Stelle der Quarzserizitschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande: im Grübelkar bei P. 2268, ferner auf der Südseite der Geierspitze und im südlichen Lizumtal, auch zwischen Kahler Wand

und dem Hippold), an Stelle der Kieseltonschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande im südlichen Lizumtal, östlich des Hauptmassivs).

Aus sehr feinen Komponenten bestehende Konglomeratlagen treten am Wetzsteinbruch in den Grenzkalken und am Sonnenspitzsüdgrat in Tonschiefern auf (cfr. Fig. 8).

Fig. 9.



Ansicht der Ostwand der gefalteten und durch drei Verwerfungen zerstückelten „fossilen Jurasteilküste“ (in der Schuppe *A* im südlichen Lizumtal). Sie besteht aus Triasgesteinen und darauf abgelagerten, aufgearbeiteten Triasgesteinen. Die drei Verwerfungen zerstückeln eine überkippte Mulde und einen Sattel, welche südlich V_1 ca. N 70° Ost, zwischen V_2 und V_3 ca. N—S streichen. Zwischen V_2 und V_3 ist auf die aus Kössener Kalken bestehende Mulde der überkippte Triasdolomit nebst den diesen bedeckenden Konglomeraten geschoben.

V_1, V_2, V_3 = Verwerfungen. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

A = Schuppe *A*.

Entstehungsgeschichte.

Jurakonglomerate aus aufgearbeiteten Kössener Schichten und Triasdolomiten.

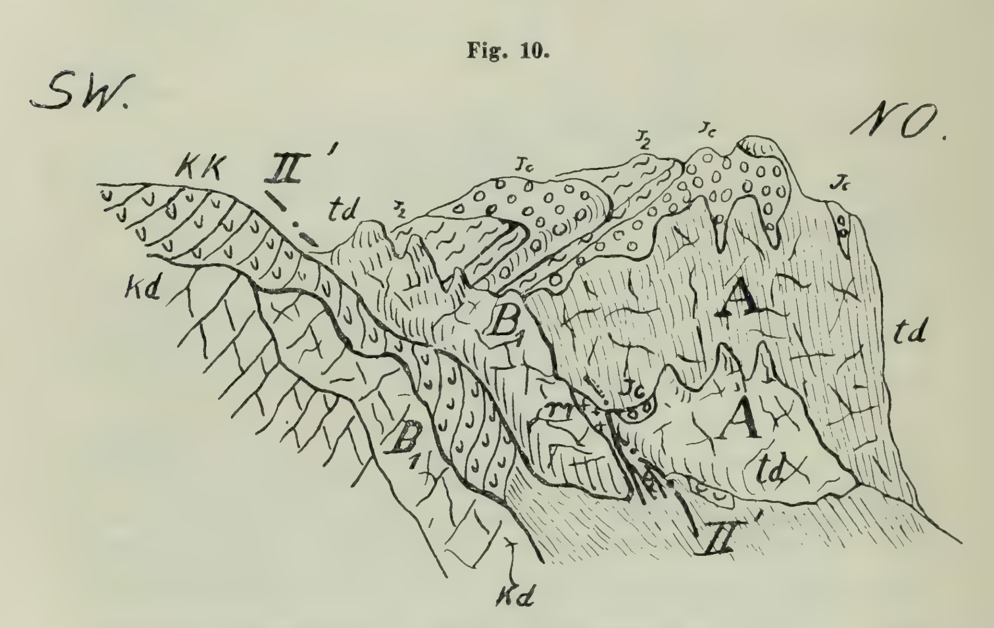
Die Entstehungsgeschichte der Jurakonglomerate kann man entweder aus der petrographischen Beschaffenheit, der Form und Größe der Komponenten, aus ihrer Mächtigkeit und aus den mit ihnen verknüpften Schichten herauslesen, oder sie läßt sich unmittelbar an man möchte sagen „fossilen Jurasteilküsten“ studieren.

Ein sehr gut aufgeschlossener Teil dieser Küste findet sich im südlichen Lizumtal in der unteren Ostwand des Hauptmassivs in der Schuppe *A*. Es handelt sich hier um die prächtigen Felswände eines markanten Eckpfeilers, welcher jedem auffällt, wenn er von der Alpe Lizum auf die Geierspitze steigt. Die Ostseite dieses Pfeilers gibt die Fig. 9 wieder, einen Teil der Südseite Fig. 10.

In die Ostseite sind drei auffällige, durch Verwerfungen bedingte Rinnen eingeschnitten. Das Gebiet südlich der südlichsten

Rinne soll uns zunächst beschäftigen. Es zerfällt in einen mächtigen unteren Triasdolomitklotz, auf welchem Jurakonglomerate mit rundlichen und eckigen, kleinen und großen Komponenten zum Absatz gekommen sind. Die Auflagerungsebene der Konglomerate ist, wie ihr östlicher Ausstrich zeigt, etwa mit 45⁰ nach Norden geneigt. Deutlich heben sich durch verschiedene Färbungen die hangenden Konglomerate vom liegenden Triasdolomit ab.

Fig. 10.



Perspektivischer Blick auf die Südseite der „Jurasteilküste" (mit den taschenförmigen Konglomerateinlagerungen), ferner auf den Kontakt zwischen der Schuppe B_1 und A.

J_2 = Juratonschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — *kd* = Kössener Dolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken.

Auf der Südseite des Eckpfeilers beobachtet man, daß die meist aus sehr groben, eckigen, seltener aus gerundeten Komponenten bestehenden Konglomerate an drei Stellen taschenförmig in den Triasdolomit eingelagert sind.

Da nun ferner die Komponenten der Konglomerate aus Kössener Dolomit, zumeist aus Triasdolomit bestehen, kann kein Zweifel mehr sein, daß aus besagtem Eckpfeiler der liegende Triasdolomit neben früher noch vorhandenen Kössener Dolomiten das Material zu den Konglomeraten geliefert hat, und daß er, wie die mit 45⁰ nach Norden fallende Grenzlinie und die eckigen, groben Komponenten der Konglomerate besagen, eine steil nach Norden fallende Küste gebildet hat, welche sukzessive von grobem, wenig aufgearbeitetem und sich zu festen Konglomeraten wieder verkittendem Triasschutt überdeckt wurde.

An dieser mitunter stark zerklüfteten Küste brach sich das Jurameer, die herabgestürzten Triasdolomitblöcke mehr oder minder zerkleinernd und abrollend. Manchmal haben sich wohl auf einmal größere Dolomitmassen von der Küste abgelöst. Von solchen scheinen die bis zu 15 *m* hohen in den mittelgroben Konglomeraten liegenden Triasdolomitblöcke nördlich des Auslaufes der nördlichen der drei genannten Rinnen zu stammen.

Die eben geschilderte Steilküste setzt sich nach Norden fort, nur läßt sie sich nicht mehr so leicht feststellen, da stratigraphische Eigentümlichkeiten, Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungsvorgänge ihre im Süden so einfache Form verschleiern.

Zwischen der südlichen = V_1 und der mittleren Steilrinne = V_2 sind nämlich bei der Aufarbeitung der Triasgesteine noch stellenweise Kössener Dolomite, zwischen V_2 und der nördlichen Rinne = V_3 noch fossilführende Kössener Kalke erhalten geblieben. Beide Gesteine sind ursprünglich auf Triasdolomit zum Absatz gelangt. Für die Kössener Kalke bedeutet das die Regel, nicht aber für die Kössener Dolomite. Jedoch stimmt das lokale Ausfallen der Kössener Schichten sehr gut damit überein, daß die Konglomerate südlich V_1 neben vorherrschenden Triasdolomitkomponenten zwar viele Fragmente von hellem tonigen Kössener Dolomit, wie er bei P. 2526 (siehe II. Teil geolog. Karte und I. Teil Fig. 9) ansteht, nie aber Stücke Kössener Kalkes führen. Solche treten erst in den Konglomeraten auf, welche am Ende der nördlichen Rinne aus den Wiesen hervorschauen, ferner in den gebankten Konglomeraten nordöstlich der Tarntaler Sonnenspitze, und zwar unterhalb des mächtigen Tonschieferaufschlusses.

An dieser Stelle trifft man zu unterst grobe, klotzige, dolomitische Konglomerate mit hellen und dunklen Komponenten. Sie ragen etwa 30 *m* aus dem Boden hervor und sind wahrscheinlich nicht viel mächtiger, da etwa 250 *m* weiter nördlich und nur wenige Meter tiefer bereits der liegende Triasdolomit zum Vorschein kommt. Auf diese ungebankten Konglomerate folgt ein etwa 20 *m* mächtiges, polygenes, gebanktes Konglomerat mit Fragmenten von Kössener Kalken und Kössener Dolomiten. Zwischen diesem Konglomerat und dem nächstfolgenden ist eine zirka 2 *m* dicke Tonbank eingelagert, welche das Messen des Fallwinkels (= zirka 30°) gut gestattet. Zuletzt folgt zirka 60 *m* mächtiges, grobes, klotziges, ungebanktes Konglomerat, hauptsächlich aus hell- und dunkelgrauen Triasdolomitkomponenten bestehend.

Man sieht, es läßt sich hier die Reihenfolge herauslesen, in der die einzelnen Horizonte der oberen Trias der Tarntaler Berge aufgearbeitet wurden.

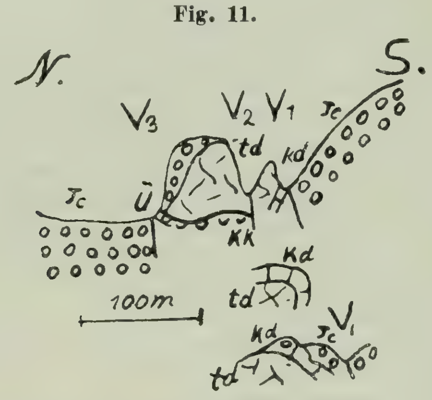
Die tektonischen Elemente, welche die nördliche Fortsetzung der „Jurasteilküste" verschleiern, sind eine Mulde und ein Sattel, drei Verwerfungen und eine kleine Lokalüberschiebung.

Bei der Mulde und dem Sattel läßt sich eine Drehung der Achse aus der allgemeinen Streichrichtung der Tarntaler Berge (zirka

N 70⁰ O) in die NS-Richtung feststellen. In der Kernregion der hier noch N 70⁰ O streichenden Mulde verläuft die südliche Verwerfung V_1.

Der Kern dieses Muldenteiles besteht aus Jurakonglomeraten, die Schale, welche die Unterseite dieser Konglomerate umhüllt, im Süden aus Triasdolomit, welcher nach dem Süden zu mächtig anschwillt und die unteren Partien des Eckpfeilers bildet; im Norden aus wenig mächtigen Kössener- und Triasdolomiten, welche im Westen flach, im Osten steil nach Südosten herabbiegen. Der nördliche Flügel des eben geschilderten Muldenteiles und das bei P. 2526 gut angedeutete, dazugehörige Sattelstück wurden nun längs der mit großen, zirka 70—80⁰ nordfallenden Rutschflächen versehenen Verwerfung V_1 emporgehoben und verlor dadurch den Zusammenhang mit dem Süden (cfr. Fig. 11).

Fig. 11.



Nord-Südprofile durch die Verwerfungen V_1, V_2, V_3, die lokale Überschiebung des Triasdolomits und den überkippten Sattel zwischen V_2 und V_1 (N 70⁰ Ost streichend). Bei P. 2526 ist dieser noch flach, wird dann gegen Osten steiler und kippt über.

Jc = Jurakonglomerate. — *kd* = Kössener Dolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

Durch die Verwerfung V_2 und V_3 hat eine weitere Zerstückelung der bogenförmigen Mulde und des dazugehörigen Sattels stattgefunden. Die zwischen V_2 und V_3 liegende auffällige Felsnase deutet die Fortsetzung des oben erwähnten, noch N 70⁰ O streichenden Mulden- und Sattelteiles an. Die Sattel- und Muldenachsen streichen hier nun im allgemeinen nordsüdlich. Das Muldenstück wird durch unaufgearbeitete, versteinerungsführende Kössener Kalke deutlich gemacht und zeigt neben der Ostwestfaltung auch noch etwas Nordsüdfaltung. Der zur Kössener Mulde gehörige, nach Osten überkippte Sattel (cfr. Fig. 12) kommt im überschobenen Triasdolomit und den teilweise noch vorhandenen Jurakonglomeraten jetzt schlecht zum Ausdruck.

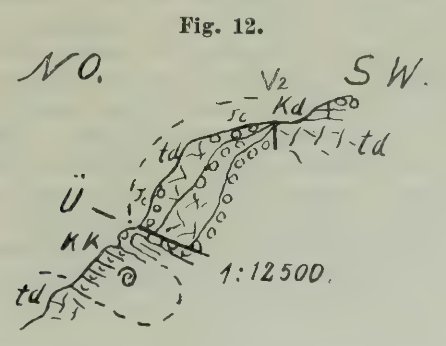
Die also eine Mulde und einen Sattel darstellende, keilförmige Felsnase sank zwischen den Verwerfungen

V_2 und V_3 etwas in die Tiefe und wurde zugleich nach Osten vorgeschoben. Dabei zerriß der nach Osten überkippte Sattel. Der Triasdolomit wurde mit den Jurakonglomeraten auf die Kössener Schichten geschoben.

Der Kontakt zwischen dem überschobenen Triasdolomit und den diesen bedeckenden Jurakonglomeraten einerseits und den stark zusammengestauchten und verkneteten Kössener Dolomiten und Kalken anderseits verläuft unregelmäßig wellig.

Die Ostwand der Schuppe *A* gestattet nicht nur einen Einblick in die Vorgänge bei der Bildung der Jurakonglomerate, sie zeigt auch an, wie im Sedimentationsbezirk der Schuppe *A* lokal die Konglomeratbildung allmählich aufhörte, wo sich ein tieferes Meer und damit mächtige Tonschiefer oder Kieseltonschiefer einstellten.

Fig. 12.



Profil durch das zwischen V_2 und V_3 liegende Teilstück der „Jurasteilküste". Es zeigt den überkippten Sattel und die überkippte Mulde, ferner den überschobenen Triasdolomit.

td = Triasdolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *kd* = Kössener Dolomite. — *Jc* = Jurakonglomerate. — V_2 = Verwerfung. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

Diese Tonschiefer treten zunächst in mehrfacher Wechsellagerung mit den Konglomeraten auf, zum Beispiel auf der Höhe des besagten Eckpfeilers. Hier sowie südlich davon im Ende der Rinne, welche in den Sockel des Eckpfeilers eingeschnitten ist, läßt sich die Wechsellagerung auf der geologischen Karte nicht mehr zur Darstellung bringen (cfr. Fig. 10, pag. 262). Sie findet sich auch am Wetzsteinbruch bei P. 2230. Östlich der Sonnenspitze werden nun die Tonschiefer völlig konglomeratfrei und bis zu 80 *m* mächtig. Sie zeigen damit die Beständigkeit und Tiefe an, welche das Jurameer hier nach der Periode der Konglomeratbildung erlangt hatte.

Daß die Tonschiefer am besagten Eckpfeiler und südlich davon nicht die Mächtigkeit wie zum Beispiel östlich der Tarntaler Sonnenspitze besitzen, erklärt sich 1. daraus, daß der Eckpfeiler im Jurameer einen Festlandssockel bildete, welcher von weniger mächtigen Tonschiefern viel später zugedeckt wurde, als die tiefergelegenen

Teile der zum Sockel gehörigen Steilküste; 2. daß ferner bei der Bildung und dem Transport der Schuppe B_1 die im Süden einst viel mächtigeren, aber ebenfalls vorhandenen Tonschiefer ganz oder teilweise abgeschert wurden. Bei der Überschiebung der Schuppe B_1 wurden in die Rinne, welche in den Sockel des Eckpfeilers eingeschnitten ist, von oben her grünliche Tonschiefer muldenförmig hineingepreßt. Die Tonschiefer liegen an der genannten Stelle, welche durch einen auffälligen Felssporn des Triasdolomits leicht kenntlich gemacht ist, entweder auf wenig mächtigen Konglomeraten oder direkt auf Triasdolomit. Die Konglomerate kamen am westlichen Ende der Rinne, am Westende des Kammes, welchem die auffällige Gratrippe angehört, direkt auf Triasdolomit zum Absatz, welcher südlich des auffälligen Zackens bereits unaufgearbeitete Kössener Kalke trägt.

Wenn wir nun die Verhältnisse auf der Ostseite der Schuppe A uns vergegenwärtigen, so wie sie vor den Faltungen und Verwerfungen geherrscht hatten, dann erscheint vor unseren Augen ein großes Stück der ehemaligen Jurasteilküste, welches sich nach Norden neigt und aus Triasdolomit besteht. Auf diesem ruhen stellenweise noch unaufgearbeitete Kössener Kalke oder Kössener Dolomite. Über diesen sowie über dem bereits bloßgelegten Triasdolomit breiten sich hauptsächlich dolomitische, weniger kalkige Konglomerate aus, welche teilweise gebankt sind und dann ebenfalls nördlich fallen. Sie werden von Tonschiefern überlagert und keilen gegen Süden aus.

Teile der ehemals kontinuierlich verfolgbaren Jurasteilküste lassen sich auch in der Schuppe B_2 und im basalen Vorlande auffinden.

An der Basis der Schuppe B_2 ist sie an zwei Stellen auf der Südseite des Nederers nachzuweisen. Im Westen dieses Südhanges findet sich ein mit den umgebenden Tonschiefern stark verkneteter Felsblock, von dem Young[1]) schon sagte, daß er nur teilweise aus Tarntaler Dolomit (= Konglomerate V. A.) besteht. Es ist kein Zweifel möglich, daß es sich hier ebenso wie bei einem analogen Vorkommen im östlichen Teil des Südabfalles (zirka 100 *m* östlich der östlichen Scharte des Untertarntales) um überschobenen Triasdolomit handelt, welcher jurassische Konglomeratkappen trägt.

Ebenfalls an der Basis der Schuppe B_2, auf der Nordseite des P. 2453 (Westende Schober-Mölszuges) ruhen auf überschobener Trias (Kössener Dolomite mit kalkigen Dolomiten) Konglomerate. Im basalen Vorlande nimmt ein Stück der Steilküste am Aufbau eines nach Süden überkippten Sattels teil (a_5). Man trifft am Südgrat des oben genannten P. 2453 umgekehrt wie sonst den Triasdolomit oben, die Konglomeratkappe unten an.

Jurakonglomerate aus aufgearbeiteten Raibler (?) Schichten.

Die Raibler (?) Schichten wurden lokal folgendermaßen zum Aufbau von Konglomeraten verwendet. Aus den Raibler (?) Dolomiten

[1]) A. P. Young 1908, „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass".

entstanden Dolomitkonglomerate, aus den Kalken Kalkkonglomerate.

Die sehr wenig verbandfesten Rauhwacken lieferten keine Konglomeratkomponenten. Sie wurden aufgelöst, ihre Quarzphyllit- und Kalkphyllitfragmente hingegen, soweit sie vorhanden waren, zu Ton-, Quarz- oder Kalksand verarbeitet.

Die Raibler(?) Quarzsande (Quarzite) wurden nur umgelagert; die Umlagerungsvorgänge werden bei den Quarzserizitschiefern näher besprochen werden.

Da die Raibler Dolomite oft mit dem Triasdolomit identisch ausgebildet sind, ist es bei Konglomeraten, welche auf Raibler(?) Gesteinen zum Absatz gelangt sind und graue Dolomitkomponenten enthalten, unmöglich zu entscheiden, ob eine Aufarbeitung von grauem Triasdolomit oder von grauem Raibler (?) Dolomit vorliegt. Dies gilt zum Beispiel für Konglomeratvorkommnisse des basalen Vorlandes östlich des Melkplatzes. Hier liegen polygene Dolomitkonglomerate, welche außer hell- und dunkelgrauem Trias- oder Raibler (?) Dolomit noch typischen Kössener Dolomit enthalten, auf den Raibler (?) Quarziten.

Nordwestlich von diesen Aufschlüssen tritt die Schuppe B_2 mit einer Mulde zutage (cfr. Tektonisches Relief Nr. 1) die, soweit sichtbar, aus stark verkneteten Kalkkonglomeraten zusammengesetzt ist. Die meisten der kalkigen Komponenten derselben sind mit serizitischen Tonhäuten verflochten und nachträglich linsenförmig ausgewalzt. Sie vertreten die Varietät 1, 2, 3 der Raibler Kalke. Daneben kommen jedoch auch hellgraue Triasdolomite und schwarze, dichte, tonige Kössener Dolomite (Gruppe IV) vor.

b) Mylonitische Konglomerate.

Äußere Erscheinungsform.

Die mylonitischen Konglomerate sind polygene Dolomitkonglomerate, in welche auf tektonischem Wege oft viele große oder kleine, eckige oder flatschige, manchmal auch stark verbogene Stücke von geröllführenden und geröllfreien jurassischen Quarzserizitschiefern oder von Triasquarziten hineingepreßt wurden. Die konglomeratischen Partien der Mylonite sind ebenso ausgebildet wie die der normalen, rein sedimentären Konglomerate.

Sander[1]) erwähnt an den Ecken etwas abgerollte Quarzitblöcke, was für eine sedimentäre Aufarbeitung von Quarziten sprechen würde. Solche Stücke finden sich nun auch als zerbrochene große Quarzitlinsen. Es könnte sich auch um aufgearbeitete, geschichtete Raibler (?) Quarzsande handeln, welche später innerhalb der Konglomerate metamorph wurden. Man müßte dann eine posttriadisch-präjurassische Metamorphose annehmen, für welche keine Anhaltspunkte vorhanden sind. Gegen die Annahme, daß die etwas gerollten Quarzite aufgearbeitete, bereits metamorphe Triasquarzitstücke sind, sprechen ganz

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe 1910.

entschieden die überaus eckig umrissenen, bis 2 *m* großen Quarzitblöcke, die man zum Beispiel nordöstlich des Melkplatzes in Dolomitkonglomeraten antrifft, welche aus sehr kleinen Dolomitstücken bestehen. Sander[1]) erwähnt auch „Korrespondenz von Trümmergrenzen“ bei benachbarten Komponenten seiner polygenen Tarntaler Breccie. Wahrscheinlich meint er damit die Triasdolomitkomponenten, welche bereits mit brecciöser Struktur versehen in die Konglomerate gelangt sind. Solche werden des öfteren in den Dolomitkonglomeraten am mehrfach genannten Eckpfeiler des südlichen Lizumtales aufgefunden. Da sich in ihrer nächsten Nähe zahlreiche Komponenten finden, welche zumeist aus dunklem oder auch hellem Triasdolomit bestehen, aber keine endogene Breccienstruktur aufweisen, so kann ihre Breccienbildung nicht erst innerhalb der Konglomerate erfolgt sein. Sie wird wahrscheinlich bei den Schichtaufrichtungen zustande gekommen sein, welche zwischen der Ablagerung der Kössener Schichten erfolgte.

Entstehung der mylonitischen Konglomerate.

Wenn heute mit konglomeratischen Partien jurassische, geröllführende oder -freie Quarzserizitschiefer oder jurassische Tonschiefer vermischt sich vorfinden, so deutet dies auf eine Vermischung benachbarter, annähernd gleichalteriger Horizonte hin; wenn die Konglomerate hingegen Triasquarzitstücke enthalten, dann gelangten während der Überschiebungsvorgänge Teile von überschobenen Triasschichten in darunterliegende Juragesteine.

Auf jeden Fall waren die quarzitischen triadischen und jurassischen Gesteine schon vor der mechanischen Vermischung metamorph und geschiefert.

Es muß auffallen, daß in jenen mylonitischen Konglomeraten, welche durch Vermischung benachbarter jurassischer Horizonte entstanden, keine jurassischen Bänderkalke oder Kieseltonschiefer als tektonische Komponenten angetroffen werden. Für diesen Ausfall können jedoch stratigraphische und physikalische Gründe angeführt werden.

Die Konglomerate der Tarntaler Berge sind als Flachmeerablagerungen zum Absatz gekommen, also vorzugsweise mit den umgelagerten Raibler (?) Quarzsanden oder mit sandigen, kalkigen und reinen Tonschiefern, seltener mit den Kieselkalken und Kieseltonschiefern.

Man kann die regelmäßige Verknüpfung und Wechsellagerung von Konglomeraten und Flachmeerablagerungen sehen 1. im basalen Vorlande im Grübelkar, an der Tarntaler Sonnenspitze, nordöstlich und östlich des Melkplatzes und in den großen Verbreitungsgebieten der mylonitischen Konglomerate, so östlich des Lizumbaches zwischen Kahler Wand und der Hippoldsspitze; 2. in der

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe 1910.

Schuppe A östlich des Serpentinvorkommens bei der „Schober-Lacke“; 3. in der Schuppe B_2 auf der Südseite des Nederers und an der östlichen Scharte des Untertarntales, ferner am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze und an der Geierspitze südlich und östlich des Gipfels P. 2858.

Auf der Südseite des Nederers und an der östlichen Scharte des Untertarntales liegen die Konglomerate in verkneteten schwarzen Tonschiefern, welche auch sandige regenerierte Dolomite enthalten. Die geologische Karte gibt für die Tonschiefer nur die Farbe der Kieseltonschiefer an. Am Südgrat der Sonnenspitze sieht man etwa 150 *m* vom Gipfel entfernt das Profil (Fig. 8), welches auf der Karte nicht mehr zum Ausdruck gelangt, ganz ebenso wie das Profil am Südgrat der Geierspitze (cfr. Fig. 21). Man sieht also, daß die Häufigkeit, mit welcher sich jurassische Konglomerate und Quarzserizitschiefer tektonisch mischten, schon stratigraphisch vorbedingt ist.

Eine scheinbare Ausnahme von der oben angedeuteten regelmäßigen Verknüpfung jurassischer Gesteine bildet das Vorkommen von sehr feinen konglomeratischen Lagen innerhalb der Kieselkalke (Graukalke) am Wetzsteinbruch (P. 2236). Hier sowie am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze, dann auch am Westabfall des Westgrates des Kleinen Reckners handelt es sich um sehr feine, in tiefere Meerespartien verschwemmte Konglomerate.

Während der Mylonitbildung verhielten sich die petrographisch stark variierenden Jurahorizonte sehr verschieden.

Wo harte Quarzite mit Konglomeraten aneinanderstießen, zerbrachen sie sich gegenseitig unter dem Drucke der über sie hinweggleitenden Gebirgsmassen. Durch das weitere Vorwärtsschreiten derselben trat Verschleppung und damit Vermischung der Horizonte ein. Viele der dabei gebildeten tektonischen Breccien blieben am Orte ihres Entstehens liegen, andere hinwiederum wurden von den sich stetig vorwärtsschiebenden Schubmassen in entfernter liegende Teile von mylonitischen und nichtmylonitischen Horizonten verfrachtet, wo sie jetzt als ortsfremde Gebilde, meist in der Form von großen ausgewalzten Linsen auftreten. Auf solche Weise lassen sich die großen mylonitischen Linsen in den Tonschiefern und kalkigen Tonschiefern erklären, welche man zum Beispiel nordöstlich des Melkplatzes und an vielen anderen Stellen, besonders östlich des Lizumtales, antrifft.

An Stellen, wo hingegen die Quarzite oder die Konglomerate an die Tonschiefer oder die kalkigen Tonschiefer, oder die Kieselkalke grenzten und von den Bewegungen der überfahrenden Schubmassen erfaßt wurden, wichen die letztgenannten Gesteine infolge ihrer größeren Plastizität leicht aus, so daß keine Gesteinsvermischung zustande kam. Es wurden höchstens in die Zerr- und Druckklüfte der Konglomerate grünliche oder schwärzliche Stücke der besonders plastischen Tonschiefer hineingepreßt, wie man dies zum Beispiel an der östlichen Scharte des Untertarntales und an vielen anderen Stellen wahrnehmen kann.

Gleichzeitig mit der Bildung von mylonitischen Konglomeraten kam es zuweilen auch vor, daß, wie zum Beispiel die Aufschlüsse nordöstlich des Melkplatzes zeigen, umgekehrt Partien der Konglomerate und Tonschiefer in die Triasquarzite oder daß Blöcke von Triasquarzit in die Tonschiefer hineingepreßt wurden.

Auftreten der mylonitischen Konglomerate.

Die mylonitischen Konglomerate treten an der Schubfläche zwischen der Schuppe *A* und dem basalen Vorlande und an der Überschiebungsfläche zwischen der Schuppe *A* und der Schuppe B_2 auf. Im basalen Vorlande mischten sich benachbarte Jurahorizonte sowohl untereinander als auch mit Triasquarziten der Schuppe *A*. An der Basis der Schuppe B_2, welche vor ihrer Abspaltung von der Schuppe *A* ebenfalls über das basale Vorland hinwegfuhr, fanden Vermischungen von benachbarten Horizonten statt.

Nordöstlich des Melkplatzes mischten sich Quarzite des basalen Gebirges mit basalen Konglomeraten, ferner Quarzite von der kleinen Teilschuppe des basalen Vorlandes mit Konglomeraten des basalen Gebirges; Quarzite der Schuppe *A* mit Konglomeraten und Tonschiefern der Schuppe *A* oder des basalen Gebirges.

In den Aufschlüssen an der Schmirner Reisse und im Grübelkar hat lokal keine vollständige Mylonitisierung stattgefunden. Die Konglomerate und die geröllführenden und -freien Quarzserizitschiefer sowie die stark serizitisierten Kieselkalke haben ihre Horizonte noch ziemlich bewahrt, sind aber stark miteinander verknetet. Hauptsächlich an den Südabfällen des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtale sind benachbarte Quarzserizitschiefer- und Konglomerathorizonte mylonitisch entwickelt. In der vorliegenden Arbeit wird angenommen, daß sich an den genannten Stellen nur Konglomerate des basalen Vorlandes mit jurassischen Quarzserizitschiefern des basalen Vorlandes und nicht mit Triasquarziten aus der Basis der Schuppe B_2 vermischt haben.

Anders verhält es sich jedoch mit den mylonitischen Konglomeraten zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold. Durch die Schuppen *A* und B_2 werden im Tarntalhauptmassiv die Mylonite des basalen Vorlandes noch auf große Strecken hin verdeckt. An der Kahlen Wand, ferner südlich des Hippold bei P. 2609 und P. 2614 und an der Grauen Wand sind sie aber von der verhüllenden Schuppe *A* befreit und daher dem Studium besonders gut zugänglich. Hier fand sicher ebenso wie auch am Melkplatz neben einer Vermengung benachbarter basaler Horizonte noch eine Vermischung der Triasquarzite der Schuppe *A* und der Konglomerate des basalen Vorlandes statt. Hier treten aber auch in den konglomeratischen Lagen metergroße eckige, echte Triasquarzitblöcke auf, welche den mylonitischen Konglomeraten zum Beispiel auf der Südseite des Hauptmassivs vollständig fehlen. Man findet am Grat der Grauen Wand an drei Stellen noch ziemlich große Triasquarzitmulden, welche der Schuppe *A* angehörten und keilförmig von

oben in die jurassischen Tonschiefer, kalkigen Tonschiefer oder Kalke gepreßt (cfr. Fig. 5, Profiltafel I) wurden.

An der Basis der Schuppe B_2 trat eine Vermischung benachbarter Horizonte ein, und zwar auf der Südseite des Nederers im Untertarntal und an der östlichen Scharte desselben, sodann westlich des Klammjoches, südlich von P. 2348. Es handelt sich in beiden Fällen um Flatschen von jurassischen Quarzserizitschiefern, welche in den Konglomeraten stecken und von jurassischen Quarzserizitschiefern stammen, welche die Schuppe B_2 während der Überschiebungsvorgänge verarbeitet hat, als sie entweder noch mit der Schuppe A zusammenhing und mit dieser über das basale Gebirge hinwegfuhr oder als sie über die Schuppe A hinwegglitt.

Beziehungen zwischen den mylonitisierten Konglomeraten zu der Metamorphose C, zu den Gängen S. Q., ferner zu den Überschiebungen und Faltungen.

Aus der Tatsache, daß bereits metamorphe und geschieferte Triasquarzitstücke und jurassische Quarzserizitstücke als tektonische Komponenten in den zu Breccien umgewandelten Konglomeraten sich befinden, muß geschlossen werden, daß die Metamorphose C früher erfolgte als die großen Überschiebungen, welche die Gesteinsvermischung hervorgebracht haben.

Die S. Q. können fast immer in den Konglomeraten nachgewiesen werden, sowohl in den normalen, als auch in den zu Breccien umgewandelten.

Bei den letzteren zeigen sie an, daß sie jünger sind als die Gesteinsvermischungen, mithin auch als die Überschiebungen, welche diese Mischungen verursacht haben.

Man sieht sie nämlich sehr oft in gerader Linie und unzerbrochen sowohl durch die konglomeratischen Partien, als auch durch die tektonisch miteinbezogenen Triasquarzit- und Juraquarzserizitkomponenten hindurchsetzen.

Die eben geschilderten Verhältnisse zeigt ein nach der Natur gezeichnetes Bild (cfr. Fig. 13 auf pag. 272). Als Vorlage diente ein zirka $1/2$ *m* großer Block aus den mylonitischen Konglomeraten, denen man auf dem Wege von Lizum auf das Torjoch so häufig begegnet. Die Struktur der konglomeratischen Partien ist etwas schematisch gezeichnet.

Man erkennt in der Mitte des Blockes ein Stück eines geröllführenden, jurassischen Quarzitserizitschiefers, welches von kleinen Quarzgängen durchsetzt wird, die aus der Quarzmasse des Schiefers bei der Metamorphose C entstanden sind. Das Quarzserizitschieferstück wurde bei der Überschiebung der Schuppe A zwischen die konglomeratischen Lagen gepreßt und erhielt dabei seine flatschige Ausbildung. Dann wurde es ebenso wie die konglomeratischen Partien von den sekundären, sich verzweigenden S. Q. durchsetzt, beziehungsweise umflossen. Letztere Erscheinung ist gerade in dem beigegebenen

Bilde deutlich zu erkennen. Fälle, wo die tektonisch beigemengten Quarzserizit- oder Quarzitkomponenten von den S. Q. glatt durchschnitten werden, sind sehr häufig zu beobachten. An der Grenze zwischen den S. Q. und den quarzigen tektonischen Komponenten trat dann meistens eine Vermischung der beiden Quarzmassen ein.

Fig. 13.



Fig. 13 zeigt einen ca. $^1/_2$ *m* großen mylonitisierten Jurakonglomeratblock (südöstlich der Lizumalpe).

a = tektonisch eingepreßtes Stück eines Dolomitgerölle führenden jurassischen Quarzserizitschiefers. — In den Dolomitgeröllen = *b* treten horizontale, aus der Quarzmasse der Serizitschiefer entstandene Quarzgänge = *g* auf.

d = triadische dolomitische Komponenten der sedimentären, konglomeratischen Partien. Ihre Form ist etwas schematisiert.

SQ = sekundäre Quarzgänge, welche jünger als die tektonische Breccie sind.

In Gesteinen, welche sich leichter falten ließen als die normalen und mylonitischen Konglomerate, wurden die S. Q. noch stark gefaltet, wie zum Beispiel in den Kieseltonschiefern der Schuppe B_2 am Nederer oder östlich der Schoberlacke bei P. 2348 in der Schuppe *A* sehr schön zu sehen ist.

Diese Faltungen der S. Q. sind jedenfalls mit den großen Schichtfaltungen der Tarntaler Berge, von denen bewiesen werden kann, daß sie jünger sind als die Überschiebungen und die damit verknüpften Gesteinsvermischungen, identisch. Wir wissen also,

daß das Auftreten der S. Q. zwar nach den Überschiebungen und Mylonitbildungen aber noch vor den Faltungen erfolgte.

Fassen wir nochmals das Wichtigste über die Jurakonglomerate zusammen:

Es lassen sich in den Tarntaler Bergen manchmal sehr mächtig werdende Konglomerate auffinden, welche das transgredierende Jurameer nur aus aufgearbeiteten Tarntaler Triasgesteinen aufgebaut und mit den übrigen, neugebildeten Juragesteinen vermischt hat. Die Metamorphose *C* veränderte die dolomitischen und kalkigen Komponenten der Konglomerate in keiner Weise. Tonhäute, welche zwischen den einzelnen Komponenten lagen, wurden serizitisiert.

Ein großer Teil der Konglomerate veränderte sich, abgesehen von einer Durchtränkung der S. Q., bis auf den heutigen Tag gar nicht, ein anderer Teil hingegen, besonders die mit jurassischen Quarzserizitschiefern und Tonschiefern verknüpften Konglomerate wurden an Überschiebungsflächen zu tektonischen Breccien umgewandelt, wobei manchmal nicht nur eine Mischung von jurassischen Konglomeraten und von Quarzserizitschiefern, sondern auch von Konglomeraten und von Triasquarziten eintrat.

Nach diesen Mischungen kamen erst die sekundären Quarzgänge = S. Q., welche alle normalen und zu Breccien umgewandelten Konglomerate durchtränkten, wobei sie die tektonisch aufgenommenen Komponenten oft mit scharfen Rändern durchschnitten.

3. Kieseltonschiefer.

Sie gleichen makroskopisch zwar metamorphen Radiolariten, werden hier jedoch nur Kieseltonschiefer genannt, da mit Sicherheit Radiolarien in ihnen nicht nachgewiesen werden konnten. Sie bestehen fast ausschließlich aus feinem kristallinen Quarz, aus Chlorit- und Serizitschuppen und -bändern und haben einen ausgesprochen schiefrigen Charakter.

Von den vielen Varietäten sind folgende drei am häufigsten:

1. Art. Sie besteht aus miteinander alternierenden, quarzigen, serizitischen und chloritischen Lagen, welche zumeist durcheinandergeknetet und gefaltet sind.

Die quarzigen Lagen sind entweder schwärzlichgrün oder hellgrünlich, von fettigem Glanze, reich an Pyrit und Rost.

Die serizitischen, chloritischen Lagen sind weitaus dünner als die quarzigen und gleichen den grünlichen und grünvioletten, seidenglänzenden Serizithäuten der Wetzsteinkalke ganz, nur sind sie reicher an fein verteilten Hämatitschuppen, welche dem Gestein den rötlichen Ton verleihen.

Diese Art befindet sich zum Beispiel häufig in der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers und im oberen Tarntal.

2. Art. Sie besteht aus harten, quarzigen, schwärzlichen, mit einem Stich ins Rote versehenen Lagen oder aus hellgrünen, nur selten Hämatit, Rost, kohlige und manganige Substanzen führenden Hornsteinlagen. Die beiden Lagen werden jeweils durch stark zerknitterte, schwärzlichgrüne und violette, seidenglänzende Serizit und Chlorithäute getrennt.

Das Gestein ist typisch ausgebildet zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Gipfelbau und auf der Nordostseite des Nederers.

3. Art. Sie ist leicht zu erkennen; es ist ein sehr hartes Gestein, das nur aus alternierenden, weinroten, schwarzen oder weißen Lagen besteht. Serizit und Chlorit treten ganz zurück, die roten Lagen sind überaus hämatitreich, die schwarzen mangan- und rostreich, die weißen frei von Rost, Hämatit und Mangan.

In dieser Art kommen in der Schuppe B_2 im Obertarntal und am Westgrat des kleinen Reckners (s. geol. Karte) verkieselte, an Eisen und Mangan reiche Linsen von ziemlich hohem spezifischen Gewicht und schwärzlicher, violetter Farbe vor.

Die Serizit- und Chlorithäute der 1. und 3. Art sind wie bei den Wetzsteinkalken mit der in Fig. 14 beschriebenen Leiterstruktur versehen und intensiv gefältelt.

Alle drei Arten der Kieseltonschiefer sind von dicht oder drusig ausgebildeten, hier pyrit- und karbonatführenden S. Q. durchschwärmt, welche parallel und schief zu den Schichtflächen durchsetzen und Stücke des bereits umgewandelten Nebengesteines enthalten. Die S. Q. sind also auch bei den Kieseltonschiefern jünger als die Metamorphose *C* und haben zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Gipfel des Nederers aus dem Nebengestein viel Chlorit aufgenommen und sich damit imprägniert. Hier kann man auch sehr gut beobachten, daß die S. Q. bei den großen Faltungen der Tarntaler Berge wieder gefaltet wurden.

Der sehr große Quarzgehalt der Kieseltonschiefer verursacht eine äußerst geringe Verwitterung und einen eckigen, rauhen Schutt. Wo die Kieseltonschiefer gipfelbildend werden (zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Nederer), zeigen sie oft überaus scharfe, zackige Formen.

Die Mächtigkeit der Kieseltonschiefer ist sehr schwankend, im Durchschnitt etwa 25—30 *m*.

4. Bunte Tonschiefer.

An mehreren Stellen, zum Beispiel in der Schuppe *A* am Wetzsteinbruch, weniger deutlich in der Schuppe B_2 am Tarntaler Sonnenspitzsüdgrat, im basalen Gebirge östlich der oberen Lattereralm, in den Nachbarbergen am Nordgrat des Mießlkopf-Kreuzjöchelkammes treten zusammengehörige Schichtserien auf, welche den allmählichen Übergang von Tonschiefern zu Kieseltonschiefern zeigen.

Die bunten Juratonschiefer sind matt oder glänzend und besitzen eine schwarze, schwarzgraue, violette, grünlichgraue, grünliche, gelbe oder graugelbe Farbe. Sie wittern

oft etwas bräunlich an, sind zumeist stark zerknittert oder transversal geschiefert, letzteres zum Beispiel in der Schuppe *A* oberhalb des Wetzsteinbruches. Gar nicht selten enthalten sie noch fein verteilten Kalzit (in der Schuppe *A* am Nederer Westgrat unterhalb des dortigen Jurakonglomeratbandes).

Manche schwarzen Varietäten gleichen ganz den Kössener Tonschiefern. Aber eine Verwechslung der beiden gleich ausgebildeten Gesteine kann deshalb nicht entstehen, weil die scharzen Juratonschiefer immer mächtige, mit anderen Juragesteinen stratigraphisch verknüpfte Horizonte bilden, während die Kössener Tonschiefer nur als wenig mächtige Butzen innerhalb der Kössener Dolomite und Kalke auftreten.

Die grünlichgraue Varietät erreicht in der Schuppe *A* östlich und zugleich unterhalb der Tarntaler Sonnenspitze auf eine jetzt nur mehr kurze Strecke eine Mächtigkeit von mehr als 80 *m*. Sie besitzt aber hier manchmal schon ein dem Kieseltonschiefer sehr ähnliches Aussehen. Die schwarze oder schwarzgraue Varietät wird im basalen Vorland am nördlichen der beiden beim Melkplatze gelegenen Aufschlüsse zirka 25—30 *m* mächtig.

Eine gelbe und grüngelbbraune Varietät bildet mit Vorliebe in den Jurakonglomeraten (zum Beispiel in der Schuppe *B* am Ostende des Untertarntales) kleinere mylonitische Flatschen.

Die Tonschiefer sind auf der Karte in der Farbe der Kieseltonschiefer ausgeschieden worden.

In der Schuppe B_2, zum Beispiel auf der Südseite des Nederers, im Westen derselben und am östlichen Auslauf des Untertarntales liegen die dort überschobenen Jurakonglomeratlinsen nicht in Kieseltonschiefern, wie man aus der kolorierten Karte herauslesen könnte, sondern in schwarzen Tonschiefern.

U. d. M. werden als Anzeichen der Metamorphose *C* bei den Tonschiefern parallel angeordnete Serizithäutchen sichtbar.

Der ziemlich „sedimentäre“ Habitus der Juratonschiefer wird noch durch den Umstand erhöht, daß diesen meistens die S. Q. fehlen.

5. Kalkführende Tonschiefer.

Im basalen Vorlande: östlich der oberen Lattereralpe, dann nordöstlich vom Melkplatz, ferner an den Südabhängen der Geierspitze und im südlichen Lizumtal, sodann in Schuppe *A* am Nederer Westgrat wechsellagern ziemlich unregelmäßig schwarze Lagen der Bänderkalke mit kalkführenden tonigen Schiefern, so daß manchmal eine Bänderstruktur der Gesteine entsteht.

6. Quarzserizitschiefer ohne und mit Dolomitgerölle.

Quarzserizitschiefer ohne Dolomitgerölle.

Im basalen Vorlande (auf der Südseite des Hauptmassivs im Grübelkar bei P. 2268, im südlichen Lizumtale zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold) sind auf große Strecken dem Brennerschiefer

Juragesteine aufgelagert, welche zeigen, daß an den genannten Stellen früher auch einmal die Raibler(?) Quarzsande vorhanden waren. Es treten in einer Serie von alternierenden Kieselkalken, Tonschiefern, Kieseltonschiefern, kalkführenden Tonschiefern und Konglomeraten Quarzserizitschiefer auf, welche in der vorliegenden Arbeit als metamorphe, umgelagerte Raibler(?) Quarzsande aufgefaßt werden.

Die Wechsellagerung dieser und aller übrigen Juragesteine ist so groß, daß auf der geologischen Karte nur einzelne durchgreifende Horizonte schematisch ausgeschieden werden konnten.

Bei den Quarzserizitschiefern gibt es zwei Arten:

Die eine ist durch serizitarme, helle, weiße oder schwach grünlich gefärbte, feinschieferige Quarzserizitschiefer vertreten, welche leicht mit feinschieferigen, triadischen Quarziten verwechselt werden können.

Die anderen sind schmutziggrüngraue, serizitreiche, manchmal kalkführende Quarzserizitschiefer, welche im basalen Vorlande auf der Südseite des Hauptmassivs (südwestlich des Staffelsees) und unterhalb der Geierspitze lokal die Stellen der ersten Varietät einnehmen.

Sie werden auch in der Schuppe B_2 am Südgrat der Geierspitze angetroffen, wo sie aber teilweise in nächster Nähe des Serpentins als Glaukophanalbitschiefer ausgebildet sind.

Quarzserizitschiefer mit Dolomitgeröllen.

Wenn die Quarzserizitschiefer an die Konglomerate grenzen, was an vielen Stellen des basalen Vorlandes, zum Beispiel im Grübelkar bei P. 2268, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs, sodann im südlichen Lizumtal, in den Gebieten zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold der Fall ist, dann umschließen sie oft unregelmäßig verteilte oder zu linsenförmigen Partien angeordnete, rundliche und eckige Brocken von Kössener und von Triasdolomit. Die Brocken sind meistens verquarzt, indem aus der Masse der Quarzserizitschiefer entstandene feine Quarzgänge sie durchsetzt und silifiziert haben. Entweder nimmt man nun an, daß die Dolomitbrocken auf tektonischem Wege bei den Überschiebungen, also nach der Metamorphose C, in die bereits metamorphen Schiefer gelangt sind, oder daß sie sich schon vor der Metamorphose C mit dem umgelagerten Raibler(?) Quarzsande vermischt haben. Am wahrscheinlichsten scheint die zweite Annahme zu sein. Ein Meer mischte wohl eher Quarzsande und Dolomitgerölle als tektonische Kräfte harte Quarzserizitschiefer mit Dolomitfragmenten. Die Quarzgänge, welche die Dolomitfragmente verkieselt haben, entstanden bei der Metamorphose der Quarzserizitschiefer, also bei der Metamorphose C. Letztere Annahme setzt voraus, daß zur Zeit der Metamorphose C die Dolomitgerölle sich bereits in den umgelagerten Raibler(?) Quarzsanden befanden, also lange bevor die Überschiebungen und die durch diese erst möglichen Vermischungen eintraten.

7. Sandige regenerierte Dolomite.

Es sind wenig mächtige, schieferige, dichte und feinkörnige, blaugraue oder schwarzgraue, oft braun anwitternde Gesteine, welche aus feinem Kössener und Triasdolomitgrus und aus beigemengtem Quarzsand bestehen.

Die sandigen Dolomite vermitteln wie die geröllführenden Quarzserizitschiefer zwischen den umgelagerten Raibler(?) Quarzsanden und den Jurakonglomeraten und fanden sich bis jetzt nur in der Schuppe B_2 an drei völlig voneinander getrennten Stellen, einmal unmittelbar südlich des Hauptgipfels der nördlichen Schoberspitze, hier nach oben in normale Jurakonglomerate übergehend, dann im Untertarntal auf der Südseite des Nederers, und zwar im Westen derselben in Verbindung mit der großen Konglomeratlinse, im Osten derselben in den Tonschiefern der östlichen Scharte.

Die wichtigsten **Resultate der stratigraphischen Untersuchungen der Juragesteine** sind folgende:

1. Die jurassischen Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, bunten Tonschiefer, kalkführenden Tonschiefer, geröllführenden oder geröllfreien Quarzsande der Quarzserizitschiefer sind keine Tiefseeablagerungen.

2. Sie sind entweder auf dem Brennerschiefer oder auf dem Quarzphyllit, auf den Raibler(?) Schichten oder auf dem Triasdolomit, auf den Kössener Dolomiten oder Kössener Kalken diskordant oder konkordant zum Absatz gekommen.

3. Sämtliche Gesteine sind durch großen Fazies- und Mächtigkeitswechsel ausgezeichnet.

4 In tieferen und ruhigeren Becken des Jurameeres wurden die Kieselkalke, die Kieseltonschiefer und Tonschiefer teilweise sehr mächtig und sehr homogen abgelagert.

5. Die Konglomerate bestehen nur aus aufgearbeiteten Gesteinen der Tarntaler Trias.

6. Die Quarzserizitschiefer bezogen ihr sandiges Material zum Teil aus den Quarzsanden der Raibler (?) Quarzite. Vielleicht wurde ein Teil des Sandes in der Jurazeit auch neu gebildet.

7. Die Kieseltonschiefer enthalten oft reichlich Eisen und Mangan.

8. An allen Juragesteinen läßt sich die allgemeine Metamorphose *C* nachweisen. Der Ton der Gesteine wurde serizitisiert und chloritisiert, auch Turmalin, Granat und Albit neu gebildet.

9. Bei den Überschiebungen wurden die Konglomerate an den Überschiebungsflächen teilweise zu polygenen, tektonischen Breccien umgewandelt, mylonitisiert.

10. Die sekundären Quarzgänge (S. Q.) sind jünger als die eben genannten Überschiebungen, da sie die mylonitischen Konglomerate wieder unzerbrochen durchsetzen.

Sie wurden in biegsamen Gesteinen bei den großen Faltungen der Tarntaler Berge nochmals gefaltet und sind daher älter als die Faltungen der Tarntaler Berge.

11. Jüngere Juraablagerungen als die Kieseltonschiefer, desgleichen Kreidegesteine oder Tertiärschichten werden heute in den Tarntaler Bergen nicht angetroffen, auch nicht zwischen den einzelnen Schuppen, wo solche Gesteine von der Erosion verschont geblieben sein könnten.

Es besteht sonach zwischen der Ablagerung der Kieseltonschiefer bis zum Absatz der quartären Gebilde eine große Lücke, über die wir im allgemeinen im unklaren sind. Wir wissen nur, daß sie zunächst durch die Intrusion der Serpentinmuttergesteine, die Metamorphose *B* und *C*, dann durch die großen Überschiebungen, schließlich durch die sekundären Quarzgänge = S. Q. und zuletzt durch die Faltungen der Schichten ausgefüllt worden ist.

Verbreitung der Juragesteine.

Dadurch, daß die jurassische Erosionsbasis ihre Lage zu den älteren Gesteinen ungemein rasch wechselte oder daß manche Triasgesteine ursprünglich nicht zur Ausbildung gekommen sind, transgredieren die Jurasedimente bald auf Brennerschiefern oder Quarzphylliten, bald auf Raibler (?) Schichten oder Triasdolomiten, auf Kössener Kalken oder Dolomiten. Diese Transgression ist oft durch eine deutliche Diskordanz kenntlich gemacht.

Jura im basalen Vorlande.

In der großen, nachträglich noch gefalteten und sich nach Süden öffnenden, hauptsächlich von Triasgesteinen gebildeten Mulde, welche durch das Mölstalfenster, am Hippold und in seiner Umgebung gut aufgeschlossen ist und von dem Quarzphyllit der Schuppe *A* überschoben wird, bilden Juragesteine den innersten Kern. Zu diesen gehören im Mölstale neben wenig mächtigen, bunten, westlich des Mölser Hochlegers gelegenen Tonschiefern Kieselkalke, welche bis zum Kalten Kofel und südlich desselben verfolgt werden können. Am Hippold und westlich davon in einer Bachrinne, etwa in der Mitte zwischen innerer Melangalpe und dem Hippold sind es normale Jurakonglomerate (cfr. Prof. Fig. 18), durch welche die überkippte mesozoische Mulde deutlich gemacht wird.

Östlich der oberen Lattereralm, dann im Grübelkar bei P. 2278, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtal und nordöstlich des Melkplatzes, ferner außerhalb der kolorierten Karte an der Kahlen und Grauen Wand, desgleichen südlich des Hippolds bei P. 2609 und P. 2614 treten zumeist auf Brennerschiefern und Quarzphylliten oder auf Triasgesteinen zum Absatz gekommene, durch große Wechsellagerung ausgezeichnete Juragesteine auf: Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, Tonschiefer, kalkführende Tonschiefer, Quarzserizitschiefer mit und ohne Dolomitgerölle. Diese Gesteine wurden alle unter dem Einfluß der über sie hinweggleitenden

Schuppe A stark verknetet oder mylonitisiert. Es ist zum Beispiel schon im südlichen Lizumtal und auf der Südseite des Hauptmassivs, noch mehr aber an der Kahlen Wand oder südlich des Hippolds unmöglich, die große Wechsellagerung der Schichten kartographisch und auf den Profilen genau zur Darstellung zu bringen. Es konnten immer nur einzelne, kontinuierlichere Horizonte herausgegriffen werden.

Jura in der Schuppe A.

Juragesteine treten im nördlichen Teil der Schuppe A in der Mulden- und Sattelregion auf, die sich vom Westende des Schober-Mölszuges bis zum Melkplatz verfolgen läßt. Die Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, kalkigen Tonschiefer kamen hier zumeist konkordant entweder auf Quarzphylliten oder auf den sehr wechselvoll ausgebildeten Raibler(?) Schichten zum Absatz. Auf der Nordseite des Gipfels der nördlichen Schoberspitze liegen Kieselkalke diskordant auf flacher fallenden Raibler (?) Kalken.

Im Hauptmassiv breitet sich über die unregelmäßig geformte, verschieden alte Trias schneidende Oberfläche der früher beschriebenen Triaslinse eine verschieden dick und wechselvoll ausgebildete sedimentäre Decke von Juragesteinen aus. Sie besteht im Osten vorzugsweise aus dolomitischen Konglomeraten, Tonschiefern und Kieseltonschiefern, während im Westen weniger Konglomerate, dafür aber mächtige Kieselkalke auftreten. Diese enthalten auf der Südwestseite des Nederers eine nach Norden anschwellende und in Tonschiefer gebettete Lage von Konglomeraten, welche oft überwiegend aus aufgearbeiteten Kössener Kalken, Mergeln und Dolomiten besteht.

Charakteristisch für die Schuppe A ist eine nach Süden hin immer stärker werdende Reduktion der obersten Kieseltonschiefer- und Kieselkalkhorizonte. Sie ist bedingt durch die flach nach Süden geneigte Schubfläche der Schuppe B_2 und macht sich im Schober-Mölszug an der nördlichen Schoberspitze, an der Klammer-Sonnenspitze, dann zwischen diesen beiden Spitzen bemerkbar; im Hauptmassiv hingegen am West- und Ostgrat der Klammspitze, am Nordgrat, auf der West-, Ost- und Südseite des Nederers, im Untertarntal südlich des südlichsten Sees und auf der Nordseite des Sonnenspitz-Westgrates, sodann östlich des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze. Besonders deutlich wird diese Reduktion am unteren Westgrat des Kleinen Reckners und nördlich davon, dann auf der Ostseite des Hauptmassivs östlich des Obertarntales und des Großen Reckners. Hier sind südlich des mehrfach genannten Eckpfeilers die Tonschiefer der Schuppe A ganz verschwunden, so daß die von der Basis der Schuppe B_2 abgespaltete, nur aus Triasgesteinen bestehende Schuppe B_1 unmittelbar auf die Triasgesteine der Schuppe A zu liegen kommt.

An der Schoberlacke und am Südgrat der Klammspitze enthält das den obersten Kieseltonschiefern der Schuppe A eingelagerte Kieselkalkband Serpentingesteine. Am oberen Ende des Isslgrabens, an den Südwestabstürzen des Nederers, dann östlich von

den Moränenresten, welche im flachen nordsüdlich streichenden Tale östlich der „Isslköpfe“ erhalten sind (cfr. pag. 257 und Fig. 6) sowie nördlich und westlich des P. 2642 (Westseite des Tarntaler Hauptmassivs), ferner an der Schmirner Reisse sind die Kieselkalke der Schuppe A mehr oder minder deutlich diskordant auf den Kössener Dolomiten abgelagert worden (cfr. Fig. 7).

Jura in der Schuppe B_2.

Am Schober-Mölszug von P. 2453 bis zur Klammer-Sonnenspitze, desgleichen an der Klammspitze fehlen den Juragesteinen der Schuppe B_2 jetzt die obersten Horizonte. Im Hauptmassiv am Nederer, an der Sonnenspitze und im Obertarntal sowie südlich, östlich und westlich der beiden Reckner sind sie vorhanden und enthalten das Serpentinlager des Großen und Kleinen Reckners sowie einen mit dem Lager verbundenen Lagergang, welcher an der Geierspitze und am Südgrat der Sonnenspitze sich mehrmals spaltet und rings um die beiden Reckner verfolgt werden kann. Die Kieselkalke der Schuppe B_2 liegen südwestlich der Geierspitze diskordant auf Triasdolomitlinsen, nordöstlich des Großen Reckners, und zwar südlich und östlich vom P. 2740 diskordant auf Kössener Dolomitlinsen. Wie im Profil (Profiltafel II, Fig. 8) zu sehen ist, müssen auch zwischen dem Sonnenspitzgipfel und der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal die Kieselkalke diskordant auf den Kössener Dolomiten liegen, da sie zwischen den Kieseltonschiefern und den Kössener Gesteinen im Westen nur wenige Meter mächtig, am Sonnenspitzsüdgrat hingegen weit über 40 *m* mächtig werden. Auf der Südspitze des Hauptmassivs, an den Abhängen der Geierspitze transgredieren die Kieselkalke auf Raibler(?) Rauhwacken.

Fast an jeder Stelle der Schuppe B_2 sieht ein Querschnitt folgendermaßen aus: zu unterst wenige, viele oder gar keine Triasgesteine, dann Kieselkalke, dann Kieseltonschiefer mit oder ohne das Kalkband, in welchen lokal der Serpentin sitzt. Durch drei „S“-förmige Falten, am Nederer, am Tarntaler Sonnenspitzwestgrat und im südlichen und südwestlichen Obertarntal wird dieses einfache Profil komplizierter, worauf jedoch schon bei der Beschreibung der Verbreitung der Triasgesteine hingewiesen wurde.

C. Quartäre Ablagerungen.

I. Diluviale (Moränen).

Von diluvialen Ablagerungen sind vorhanden Moränenreste im Lizumtal, ferner im Klammtal und im Hauptmassiv oberhalb des Grübelkars nördlich von P. 2642. Im Mölstal sind sichere Moränen nicht nachzuweisen. Die Moräne des Lizumtales ist reich an großen und kleinen Serpentinblöcken.

II. Alluviale (Bergsturz und Gehängeschutt).

Die Verbreitung des Gehängeschuttes ist ohne weiteres aus der Karte ersichtlich. Große Bergstürze trifft man nur südlich der südlichen Schoberspitze und nördlich und südlich des Großen und Kleinen Reckners an.

Solifluktionserscheinungen sind nördlich des Melkplatzes zu beobachten. Ein großer, auf der Karte eigens umsäumter Teil der dortigen Moräne bewegt sich hier zu Tal.

Nördlich des Junssees, auf der schmalen, meist von Schnee bedeckten unteren Schutterrasse des Geierspitz-Nordostgrates finden sich prachtvolle Schuttfacettierungen. Der Schutt derselben besteht aus Stücken des Brennerschiefers, der Kieselkalke und Kieseltonschiefer.

Inwieweit tektonischer Aufbau, Gletscher und Gesteinsbeschaffenheit die Formen der Tarntaler Berge beeinflußt haben, wird im II. Teil dargestellt werden.

D. Eruptiva der Tarntaler Berge.

Die Serpentingesteine der Tarntaler Berge wurden, wie eingangs ersichtlich, bereits von Rothpletz, F. E. Suess, Young eingehend behandelt. Einige wichtige Punkte rechtfertigen indes noch eine weitere Darstellung im petrographischen Teil.

Die Resultate dieser Untersuchung sind folgende:

In postjurassischer Zeit drang vor der Metamorphose B in das noch sedimentäre Kalkband, welches normalerweise in den hangendsten Juragesteinen, den Kieseltonschiefern, auftritt, ein Diallagit ein, zu einer Zeit, als es noch keine Schuppen A, B_1 und B_2 gab.

Der Diallagit hatte lokal in der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner eine Gabbro- und eine Diabasfazies und wurde durch postvulkanische Prozesse, durch zirkulierende Lösungen zu Serpentin umgewandelt. Dabei blieben bei den Lagergängen nur einzelne Mineralien, beim Lager aber noch felsbildende Reste des Muttergesteines oder seiner Spaltungsprodukte von der Umwandlung verschont.

Kieseltonschiefer, welche bei der Intrusion des Serpentinmuttergesteines mit Diallagitsubstanz durchtränkt worden waren, wandelten sich unter dem Einfluß der Metamorphose C zu Glaukophanschiefern um.

Der Diallagit bildet in der Schuppe A einen selbständig auftretenden Lagergang, welcher durch die Serpentinvorkommnisse an der Schoberlacke (östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze) und am Südgrat der Klammspitze angedeutet wird.

Das Lager wird heute in der Schuppe B_2 durch die Serpentinkegel des Großen und Kleinen Reckners repräsentiert. Mit ihm steht an der Geierspitze ein zweiter Lagergang in Verbindung, welcher

an der Geierspitze und am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze sich mehrfach teilt, und im Obertarntal, ferner am Westgrat des Kleinen Reckners und auf der Südseite der Schuppe B_2, am Staffelsee sehr gut aufgeschlossen ist. Es läßt sich nicht mit Sicherheit unterscheiden, ob vor der Bildung der Schuppen A und B_2 die Lagergänge der beiden genannten Schuppen zusammenhingen. Leider ist es nicht möglich, die Kontakte zu studieren, welche die beiden Lagergänge und das Lager bei ihrer Intrusion auch an den älter als jurassischen Sedimenten hervorgebracht haben müssen.

Wahrscheinlich ist der Lagergang an der Schoberlacke ein selbständiger Gang, während der Lagergang der Schuppe B_2 nur eine horizontale Apophyse des Lagers darstellt.

Die Stellen, wo im basalen Vorlande die Zufuhrkanäle für das Lager der heutigen Schuppe B_2 und für den Lagergang in der Decke A liegen müssen, können heute noch nicht oder nicht mehr angegeben werden.

I. Exogene Kontaktwirkungen des Diallagits an Kieselkalken, Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern.

(Rothpletz: Ophikalzite.)

Wenn das Diallagitmagma der Lagergänge dem Kalkbande folgte, welches den Kieseltonschiefern eingeschaltet zu sein pflegt, mengte es sich mit den Kieselkalken zu Diallagit-Kalzitkontaktbreccien und bildete Diallagit-Kalzitschiefer. Dabei wurde der Kalzit marmorisiert. Beim Serpentinisierungsprozeß, welcher durch zirkulierende, postvulkanische Lösungen unter lebhaftem Austausch von Serpentin und Kalzitsubstanz erfolgte, sowie durch die mechanischen Kräfte, welche bei der Metamorphose C sowie bei den Überschiebungen und Faltungen tätig waren, wurde die Marmorstruktur des Kalzits fast ganz zerstört. Es wurde auch der Serpentin und der Kalzit zu dünnen Lamellen ausgewalzt, wie man sie heute in den Serpentinkalzitschiefern findet.

II. Endogene Kontaktwirkungen des Diallagits an Kieselkalken.

Man findet öfter im Serpentin Stücke von Jura- oder Kössener Kalken, welche ursprünglich marmorisiert und mit Diallagitsubstanz durchtränkt waren. Ihre Diallagitsubstanz ist jetzt serpentinisiert und ihre Marmorstruktur teilweise zerstört. Die Stücke selbst sind ebenfalls stark deformiert und brecciös ausgebildet.

Nebenprodukte der Serpentinisierung.

In großer Menge tritt manchmal neben dem weitaus vorherrschenden Serpentin Chlorit, Magneteisen, Talk, Pyrit und Strahlstein auf, welch letzterer sich zu nephritischen Putzen anreichert.

Petrographischer Teil.

Überblick.

Ein kurzer Überblick über die Resultate, welche die petrographische Untersuchung sämtlicher Tarntaler Gesteine ergeben hat, stellt sich folgendermaßen dar:

1. Das vortriadische Schichtsystem, nämlich die Brennerschiefer, Quarzphyllite und ihre dolomitischen Einlagerungen besitzen eine eigene, vortriadische Metamorphose, sie wird hier Metamorphose *A* genannt.

2. Die Metamorphose *A* äußert sich besonders in der Umwandlung des Tones zu Serizit, in Albitneubildung, Strukturveränderungen und einer intensiven Durchtränkung mit Quarzlösungen.

3. Das genauere Alter dieser vortriadischen Metamorphose kann nicht angegeben werden.

4. Ein postjurassischer Diallagit mit einer gabbroiden und diabasischen Spaltung wandelte in der nächsten Umgebung beim Eindringen von den bisher noch nicht veränderten mesozoischen Gesteinen einen Teil der hangendsten Juraschichten um. Durch diese Metamorphose, welche Metamorphose *B* genannt wird, entstanden lokal aus Jurakalken marmorisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien und Diallagit-Kalzitschiefer. Das Pyroxenitgestein bildete in den hangendsten Juragesteinen, in den Kieseltonschiefern, ein Lager und zwei Lagergänge. Die Zufuhrkanäle des Lagers und der Gänge sowie ihre Kontaktwirkungen an den älteren Gesteinen, welche sie durchsetzt haben müssen, sind infolge von tektonischen Vorgängen oder, da sie von der Erosion noch nicht bloßgelegt sind, bis jetzt unbekannt.

5. Durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion des Diallagits folgten, wurde dieser zu Serpentin, seine gabbroide Spaltung zu Chloritfels und Serpentin, seine feldspatreiche zu Diabas umgewandelt. Aus den Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien entstanden Serpentin-Kalzitbreccien, aus den Diallagit-Kalzitschiefern Serpentin-Kalzitschiefer.

6. Die übrigen, bisher noch nicht von der Metamorphose *B* veränderten mesozoischen Gesteine wurden nach der Intrusion und Serpentinisierung des Pyroxenits wahrscheinlich von einer Kontaktmetamorphose, welche Metamorphose *C* genannt wird, mehr oder minder stark verändert.

7. Durch diese Kontaktmetamorphose *C* wurden in den bereits metamorphen vortriadischen Brennerschiefern und Quarzphylliten nur mehr zahlreiche Turmaline gebildet, in den mesozoischen Gesteinen dazu noch Serizit, Albit, Granat und Apatit.

8. Sie war von deformierenden und parallel einstellenden Kräften begleitet, welche den Überschiebungen und Faltungen der Tarntaler Berge vorangingen.

9. Die Überschiebungen und Faltungen brachten ebenfalls Deformationen aller Gesteine zustande und nebenbei Vermischungen von bereits metamorphen, mesozoischen Gesteinen, aber sie verursachten keine Metamorphose.

10. Nach den Überschiebungen machte sich wahrscheinlich noch einmal der Einfluß des entferntliegenden Eruptivgesteines? (Granits?) geltend, von welchem die Metamorphose *C* abzuleiten ist. Es entsandte in alle Gesteine albit-, fahlerz-, kupferkies-, pyrit- und karbonathaltige heiße Lösungen. Diese werden hier sekundäre Quarzgänge = S. Q. genannt.

11. Die S. Q. werden in den Kalkphylliten (Brennerschiefern) und in den Quarzphylliten, in den Eisendolomiten, in allen mesozoischen Gesteinen und auch in der Diabasfazies des Serpentinmuttergesteins aufgefunden. Im Serpentin sind sie jedoch nicht vorhanden, da sie sich beim Eindringen mit diesem zu Strahlstein umsetzten, welcher häufiger nur in den Zonen zwischen dem Serpetin und den an S. Q. reichen Juragesteinen auftritt.

A. Petrographie der vortriadischen Schichten (= Brennerschiefer, Quarzphyllit und Eisendolomit) und Charakter der Metamorphose A.

I. Petrographie der Brennerschiefer.

Die Brennerschiefer bestehen vorherrschend aus Kalzit und Quarz. Viel weniger häufig sind Ankerite, ferner Serizit und grüner, pleochroitischer Chlorit, seltener als diese Albit oder Albitoligoklas und Turmalin. Hierzu kommt noch reichlicher Rost.

Der Kalzit hat verzahnte Struktur und bildet große und kleine Körner. Die großen besitzen fast immer zahlreiche, gebogene Zwillingslamellen und Spaltrisse. Die kleinen sind oft langgestreckt und dann parallel den gleichfalls parallel angeordneten Quarzzügen verlaufend, welche die Kalzitgrundmasse durchziehen.

Der Quarz bildet größere und kleinere Körner, beide haben fast durchweg sehr unregelmäßige Formen mit zackigen und lappigen Ausbuchtungen, welche mit den benachbarten Kalzitkörnern verzahnt sind. Der Quarz löscht normal und streifig aus oder zeigt Mörtelstruktur. Oft läßt sich der Zusammenhang zwischen dieser und der Gesteinsfaltung sehr schön studieren. Neben rhomboedrischen Karbonaten und Serizitschuppen enthält der Quarz noch zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse.

Der Serizit ist, wenn er nicht Einschlüsse in den anderen Mineralien bildet, zu kurzen und langen, schmalen und breiten Zügen und Schnüren angeordnet, die oft zerbrochene Partien von Quarz und Turmalin einschließen und stark gefältelt und verbogen erscheinen.

Der Chlorit kommt zumeist mit den Serizitbändern vor. Er liegt aber auch selbständig zwischen den einzelnen Quarzkörnern.

Der Feldspat, ein Albitoligoklas, besitzt wenige Zwillingslamellen, ist mit dem Quarz und Kalzit verwachsen und oft zerbrochen. Er enthält als Einschlüsse Kalzitpartien und Serizitschüppchen.

Der Turmalin bildet fast immer braune, zerbrochene Säulchen oder rundliche Partien und kommt auch mit dem Quarz verwachsen vor.

Der Pyrit liefert große, schön ausgebildete Würfel, die manchmal von einem Kranz langer Quarzstengel umsäumt werden.

Der typische Brennerschiefer zeigt auch u. d. M. eine mehr oder minder gut ausgeprägte Schieferstruktur, welche dadurch entsteht, daß parallele, stark gefaltete, dünne oder dicke, feinkörnige, durch kohlige oder graphitische Substanz verunreinigte Kalklagen von verschieden mächtigen Quarzpartien getrennt werden.

An den Trennungsflächen häuft sich der feinschuppige, oft bis ins kleinste zerknitterte Serizit an. Der Serizit ist es, welcher hauptsächlich dem Schiefer den milden, seidenartigen Glanz verleiht. Herrscht er vor oder hat er den Chlorit gänzlich verdrängt, dann besitzt der Schiefer ein graues bis grauschwarzes, mattes Aussehen. Überwiegt hingegen der Chlorit, dann stellen sich stark grünlich und violettgrün gefärbte Varietäten ein.

Quarzgänge treten bei den Brennerschiefern in zweierlei Formen auf.

Sie bilden feine, dünne Lagen oder Adern, welche mit ziemlich konstanter Mächtigkeit Kalklagen von gleichbleibender Dicke voneinander trennen und so ein wirklich schieferartiges oder mehr plattiges Gestein, den normalen Brennerschiefer, hervorbringen. Indem nun ungemein häufig besonders an Stellen, wo statt des ehemaligen Tones sich jetzt viel Glimmer befindet, der Quarz zu kleinen oder mittelgroßen, mitunter sehr mächtigen Linsenzügen anschwillt, wird die ohnehin nur schwach angedeutete Schichtung des ehemaligen Sediments völlig verwischt, das Gestein ist nunmehr ein ausgesprochener Kalkphyllit geworden.

Neben den Quarzgängen, welche den Schichtgängen parallel verlaufen, gibt es auch solche, die das stark gefältelte Gestein senkrecht oder schief zur Schichtung oder Schieferung durchsetzen. Sie bestehen zumeist aus dichter Quarzmasse und erreichen mitunter, so am Pluderling-Westgrat und im Oberlauf des Griffbaches, eine Mächtigkeit bis zu 1 *m* und sind zu den S. Q. zu stellen.

Sie setzen meist mit sehr scharfen Rändern durch das Gestein und entsenden viele und starke, den Schichtflächen parallele Apophysen, welche gleichfalls Linsen und Gänge bilden können. In den genannten Quarzgängen schwimmen zahlreiche wohlausgebildete Ankerite und Kalzite, desgleichen viele Pyrite; die genannten Mineralien wittern meist aus dem Quarze heraus und verleihen ihm dadurch eine löcherige Beschaffenheit.

Die quarzitische Varietät des Brennerschiefers ist durch helle, seltener dunkel gefärbte, ziemlich feinkörnige, schieferige Gesteine vertreten, welche aus Quarz, wenig Albit, Serizit, Ankerit und oft vielem verrosteten Pyrit bestehen.

U. d. M. sieht man große, rundliche oder längliche, auch linsenförmige oder ganz unregelmäßig begrenzte Quarzkörner in einer Art Grundmasse liegen, welche von kleinen Quarzkörnern gebildet wird. Die großen Quarzkörner löschen durchweg streifig aus und zeigen oft gute Mörtelstruktur, besonders an den Rändern, so daß es den Anschein hat, als wären die feinen Quarzkörner aus ihnen entstanden. Ferner enthalten sie Pseudomorphosen von Limonit nach Ankerit.

Die kleinen Quarzkörner sind zumeist langgestreckt, dann parallel struiert, selten von rundlichen Formen und beherbergen viele Schuppen von Serizit, welcher manchmal in die großen Körner büschelförmig hineinwächst.

Die quarzitischen Brennerschiefer sind demnach als metamorphe, sandige Einlagerungen aufzufassen.

Die Brennerschiefer sind vorzugsweise als Kalkphyllite, seltener als Glimmer- und quarzreiche Kalkschiefer oder als feinschieferige Quarzite ausgebildet.

Das Sediment, aus welchem sie hervorgegangen sind, war wohl ein kalkreicher Mergel mit schwankendem Tongehalt und gelegentlich mit sandigen Einlagerungen. Ihre Metamorphose *A* ist hauptsächlich charakterisiert durch Feldspat-, Glimmer- und Chloritbildung und eine damit verbundene, bis ins kleinste gehende Durchtränkung mit Quarz.

II. Petrographie der Quarzphyllite.

Die Quarzphyllite bestehen zumeist aus Quarz, vielem Serizit und vielem grünen, pleochroitischen Chlorit (zum Teil Pennin) und häufig eisenreichen, rhomboedrischen Karbonaten (Ankeriten). Seltener sind Plagioklase und Turmaline. Hierzu kommt noch Rutil in der Form von Tonschiefernädelchen, etwas Zirkon und etwas Apatit. Häufig ist stark verrosteter Pyrit und kohlige Substanz.

Die zahlreichen, manchmal etwas parallel angeordneten Quarzkörner haben zumeist verzahnte Struktur, löschen normal oder streifig aus und zeigen oft schöne Mörtelstruktur.

Die Plagioklase (Albite) sind oft mit vielen Zwillingslamellen versehen und oft zerbrochen. Ihre Orientierung in der Quarzgrundmasse ist regellos. So liegen häufig längliche Feldspatindividuen gerade senkrecht zur Schieferung des Gesteins. Die eisenreichen, rhomboedrischen Karbonate, wohl zumeist Ankerite, sind sehr stark verrostet.

Der Turmalin ist meistens zerbrochen, er bildet Säulchen und rundliche, sodann auch durch spätere mechanische Beeinflussung linsenförmig gewordene Partien, welche aus unregelmäßig begrenzten, kleinen Körnern eines zerdrückten, ehemals einheitlichen Individuums bestehen. In einzelne Turmalinkörnchen ragt zuweilen auch ein Quarzkorn hinein. das wahrscheinlich aus den S. Q. stammt.

Ein Schliff senkrecht zur Schichtung eines typischen Quarzphyllits zeigt das gleiche, nur sehr stark verklei-

nerte Strukturbild, das man sich bei der Besichtigung eines Handstückes entwirft.

Der Phyllit setzt sich aus zweierlei Lagen zusammen, welche im allgemeinen miteinander alternieren, seltener durch allmähliche Übergänge miteinander verschmelzen.

Die eine Lage besteht aus feinkörnigen, oft langgestreckten, dann etwas parallel angeordneten Quarzkörnern, welche erfüllt sind mit gleichfalls parallel angeordneten Chlorit- und Serizitschüppchen.

Wo die eben genannte erste Lage an die zu schildernde zweite grenzt, stellt sich fast immer eine Anreicherung von Serizit und Chlorit ein. Diese Mineralien bilden nunmehr parallele, bald anschwellende, bald auskeilende, vielfach gewundene, dann streifig auslöschende Bänder und Schnüre.

Die zweite, mehr gangförmig auftretende Lage besteht oft fast nur aus Quarzkörnern, jedoch viel größeren als vorher. Sie enthält manchmal reichlich die rhomboedrischen Karbonate, die Albite und Turmaline.

Die erst geschilderte Lage und ihre Grenze gegen die zweite ist makroskopisch durch die schmutzig grüngrauen, seidenartig glänzenden, parallel angeordneten, mit dem Messer leicht ritzbaren, ungemein gefältelten Glimmer- und Chloritenmembrane des Phyllits vertreten. Die zweite Lage hingegen durch die harten, Karbonatrhomboeder und Pyrit führenden, oft zu größeren Linsen anschwellenden Quarzgänge und Adern.

Die dichte, schwarzgefärbte Varietät des Phyllits (nordwestlich der nördlichen Schoberspitze) besteht zumeist aus Quarz und kohliger Substanz und ist arm an Glimmer und Chloritmineralien.

Aus allem geht hervor, daß die Quarzphyllite ehemals tonreiche, mitunter sehr sandige Sedimente waren und daß sie nach ihrer Metamorphose *A* ebenso wie die Brennerschiefer hauptsächlich durch die bedeutenden tektonischen Prozesse, welche der Metamorphose *C* folgten, mechanisch beeinflußt wurden.

Charakter der Metamorphose A.

Es erübrigt noch die Metamorphose *A* des Brennerschiefers und des Quarzphyllits etwas näher zu charakterisieren. Sicher eine der wichtigsten Rollen spielen beim Umwandlungsprozeß dieser Gesteine Quarzlösungen, welche die Gesteine ganz durchtränkt und wohl auch teilweise Mineralbildungen hervorgebracht haben.

Die Umstände, unter welchen die Durchtränkung mit Quarz erfolgte, sind vergleichbar mit den Vorgängen, welche stattfinden, wenn man in die Zwischenräume locker geschichteter Lagen von Löschpapier flüssiges Wachs gießt. Hierbei findet folgendes statt: das Papier selbst saugt sich mit der Flüssigkeit voll, die Hohlräume zwischen den einzelnen Blättern hingegen werden mit dichtem reinen Wachs ausgefüllt. An die Stelle der Papierlagen tritt bei den Quarzphylliten das geschichtete tonige, bei den Brennerschiefern das kalkige, jetzt meta-

morphe Sediment, während die dicht ausgefüllten Hohlräume durch die Quarzgänge und Quarzlinsen dargestellt werden.

Für lokale Anreicherung (Absorption) und Weiterleitung des Quarzes scheint sich der Ton besser zu eignen als der Kalzit, welcher mehr auf eine gleichmäßige Verteilung der Kieselsäure hinstrebt.

Sekundäre Quarzgänge (S. Q.) im Brennerschiefer und im Quarzphyllit.

Wie bei den Brennerschiefern, so gibt es auch bei den Quarzphylliten schmale und breite Quarzgänge, welche mitunter Dolomit, Ankerit und Pyrit führen und mit scharfen Rändern den Phyllit senkrecht oder schief zu den Schichtflächen durchsetzen und oft bedeutende Mächtigkeit erreichen. Sie bestehen selten ganz aus nahezu dichter, höchstens mit kleinen Rissen und Hohlräumen versehener Quarzmasse. Zumeist haben sie folgende Beschaffenheit: an der Grenze des Ganges gegen das Nebengestein hat sich eine dichte Quarzmasse abgesetzt, welche gegen die Gangmitte zu Hohlräume und Drusen mit wohlausgebildeten Bergkristallen liefert. Die dichte Quarzmasse sowohl als auch die freien Kristalle sind erfüllt von zahllosen Chloritschüppchen, welche aus dem angrenzenden Phyllit stammen. Im allgemeinen nimmt gegen die Mitte des Ganges die Chloritimprägnation ab, auch treten die im Quarz schwimmenden, vom Nebengestein losgerissenen Phyllitbrocken und sahlbandartigen Chloritzüge vorzugsweise unmittelbar an den Ganggrenzen auf.

Man kann nun annehmen, daß die sekundären Quarzgänge entweder einer letzten Phase der Metamorphose *A* des Brennerschiefers und des Quarzphyllits angehören oder daß sie selbständige spätere Erscheinungen darstellen. Hier wird deswegen, weil sie Stücke des schon geschieferten und metamorphen Nebengesteins enthalten, angenommen, daß sie mit den ganz gleich ausgebildeten, ebenfalls Karbonate und manchmal Albit und Erz führenden Quarzgängen identisch sind, welche alle mesozoischen Gesteine durchsetzen und die in vorliegender Arbeit mit S. Q. (cfr. Übersicht des petrographischen Teiles) bezeichnet sind.

Die Ergebnisse dieses Abschnittes sind demnach:

1. Der Nachweis einer selbständigen Metamorphose = Metamorphose *A*, welche die vortriadischen, mergeligen und tonigen Sedimente zu Kalkphyllite und Quarzphyllite umgewandelt hat.

2. Der Nachweis von Quarzgängen (S. Q.), welche die bereits metamorphen Kalkphyllite (Brennerschiefer und Quarzphyllite) durchsetzt haben.

III. Petrographie des „Eisendolomits".

Der Eisendolomit ist als Fazies der Sedimente des Quarzphyllits ebenfalls von der Metamorphose *A* und den S. Q. beeinflußt.

Tektonische, mechanische Kräfte haben auch ihn teilweise noch stark verändert und dadurch Abarten hervorgerufen.

Der normale Eisendolomit zeigt eine braune Verwitterungsrinde und mehr oder minder zahlreiche, parallel orientierte Glimmerhäute, welche aus Ton durch die Metamorphose *A* entstanden sind. Er ist oft durchtränkt von den S. Q., welche lokal etwas silberhaltiges, nicht ausbeutbares Fahlerz sowie Kupferkies und Pyrit führen (zum Beispiel in der grobspatig entwickelten Partie am westlichen Eck des nördlichsten Dolomitzuges der Knappenkuchel, siehe das *Cu*-Zeichen in der geologischen Karte sowie Fig. 2). Hier wurden auch schon Schürfversuche unternommen.

Mehrere in das Gestein getriebene Löcher und eine kleine Halde mit prachtvoll durch Malachit und Kupferlasur gefärbten Handstücken deuten darauf hin.

Varietäten des „Eisendolomits".

„Dolomitphyllit".

Man könnte dieses Gestein auf den ersten Blick für einen Gneis halten. Es lassen sich nämlich parallele, alternierend dolomitische und etwas Kalk führende sowie serizitische Lagen unterscheiden, welche die Gneisstruktur täuschend nachahmen.

Die dolomitischen Lagen bestehen aus unregelmäßig begrenzten, reich mit Zwillingslamellen versehenen, mittelgroßen, miteinander verzahnten Dolomit- und Kalzitkörnern. Sie sind verwachsen mit vielen normal und streifig auslöschenden, mitunter Mörtelstruktur zeigenden Quarzkörnern.

Die serizitischen Lagen bestehen aus vielfach gewundenen Serizithäuten, an denen sich oft der Quarz anreichert.

Es ergibt sich für dieses Gestein: die parallelen, tonigen Lagen eines tonreichen und kalzitführenden Teiles des Eisendolomits wurden zu Glimmer umgewandelt und der Dolomit besonders an den Glimmerlagen stark mit Quarz imprägniert. Das gesamte Gestein wurde später mechanisch noch stark beeinflußt.

„Eisenkalke".

Ein Übergangsstück zwischen „Eisendolomit" und „Eisenkalk" liefert folgendes mikroskopische Bild: Die kalkige Partie besteht aus langgestreckten Kalzitkörnern, zwischen denen hie und da einmal ein zwillingsgestreifter Albit liegt, welcher Kalzitpartien und Serizitschuppen einschließt.

Die dolomitische Partie setzt sich größtenteils aus streifig auslöschenden, länglich und rund entwickelten Dolomitkörnern zusammen und ist wie die kalkige von Quarz durchdrungen. Der Quarz bildet große, mit dem Dolomit und dem Albit verzahnte Körner, besitzt Mörtelstruktur und streifige Auslöschung. Man darf annehmen: ursprünglich alternierende dolomitische und kalkige Lagen wurden von albit- und quarzführenden Lösungen durchtränkt.

Mechanische Varietäten des Eisendolomits.

Am Aufbau der Varietät vom Westeck des nördlichsten Dolomitzuges (cfr. Fig. 1—4), welche sich durch eine sehr deutlich aus-

geprägte Knetstruktur und Erzimprägnation auszeichnet, beteiligen sich folgende Mineralien: weitaus vorherrschend Dolomit, seltener etwas Kalk, mitunter reichlich Quarz, Pyrit und Erze, sodann Muskovit und Serizit, selten Turmalin und grüner Fuchsit.

Die Dolomitkörner sind mittelgroß, miteinander verzahnt. Sie löschen streifig aus, besitzen gebogene Spaltrisse und Zwillingslamellen und sind oft in einzelne Stücke zertrümmert.

Der Quarz ist mit dem Erz und dem Dolomit verwachsen, umschließt das Erz, ist stark kataklastisch. Er löscht undulös aus, kommt in isolierten Körnern vor, häuft sich aber auch zu größeren selbständigen Zügen mit verzahnter Struktur an.

Das Erz (Fahlerz und Kupferkies und Pyrit) umschließt den Quarz, ist mit dem Dolomit verwachsen, bildet zumeist derbe Körner und Massen, seltener Kristalle und häuft sich an den Rändern der Serizitbänder und in den selbständigen Quarzgängen an.

Der Serizit bildet mäandrisch sich durchschneidende, manchmal turmalinführende Bänder im Gestein, welche linsenförmige Partien von Dolomit umschließen.

Von den mit Erz dicht besetzten Serizitbändern und den an Erz reichen selbständigen Quarzgängen geht die Erzimprägnation des Dolomits aus.

Nach dem Gesagten war das Gestein ehemals ein tonführender Dolomit, dessen Tonlagen durch die Metamorphose *A* zu Serizit umgewandelt wurden und der vielleicht während dieser Metamorphose schon, wahrscheinlich aber erst später durch die während und nach der Metamorphose *C* erfolgten tektonischen Vorgänge durcheinandergeknetet wurde.

Während der Metamorphose *C* drangen längs der Serizitlagen turmalinliefernde borhaltige Dämpfe ein, nach der Metamorphose *C* die erzführenden S. Q.

Die andere mechanische Abart des Eisendolomits ist eine feine Breccie.

Sie zeigt makroskopisch eine Art von graulichweißer Grundmasse, in welcher kleine, dunkelgrau gefärbte, eckige Dolomitbrocken verstreut liegen.

U. d. M. zeigen sich größere Körner von Dolomit (makroskopisch = dunkle Partien), welche unregelmäßig begrenzt sind und gebogene Zwillingslamellen, beginnende Mörtelstruktur und streifige Auslöschung besitzen. Zwischen ihnen liegen als Zwischenmasse feinkörnige, verzahnte Dolomitpartikelchen, welche mit Zwillingsstreifen versehen sind und hie und da mit einem lappig ausgebuchteten, wahrscheinlich sekundär zugeführten Quarzkorn verzahnt sind. Makroskopisch wird diese Breccie von unzerbrochenen, drusig ausgebildeten S. Q. durchsetzt. Die Entstehungsgeschichte dieser Abart ist folgende: Eine dunkelgraue Fazies des Eisendolomits wurde durch mechanische Prozesse wahrscheinlich während der großen Überschiebungen stark zerrieben und zermalmt. Bei dieser inneren Zermalmung bildeten sich größere Komponenten, welche ihre ursprüngliche Farbe noch bewahrt haben und sehr viele kleine Komponenten,

welche dieselbe verloren. Nach seiner Fertigstellung wurde das Gestein noch von den S. Q. durchsetzt.

Auch aus den mikroskopischen Befunden geht hervor, daß die hier erzführenden S. Q. vorzugsweise den Serizithäuten nachgehen und daß von hier aus die weitere Erz- und Quarz-Imprägnation des Dolomits erfolgte.

In der Knappenkuchel kann man nun sehen, wie fahlerz- und pyritführende S. Q. die Glimmerlagen auch senkrecht durchschneiden. Die Umwandlung des Tons zu Glimmer erfolgte also auch beim „Eisendolomit“ vor dem Auftreten der S. Q.

Makroskopisch werden dieselben im „Eisendolomit“ mehrere Meter lang und sind für gewöhnlich nur mehrere Zentimeter, mitunter aber auch einige Dezimeter stark. Sie verästeln sich vielfach und enthalten vom Nebengestein mitgerissene Dolomitstückchen. Sie sind dicht und drusig ausgebildet. Sehr oft läßt sich feststellen, daß ein drusiger Gang als dichter Gang sich fortsetzt.

In der Knappenkuchel am nördlichsten Dolomitzug kann man sehen, wie die mit Chlorit imprägnierten S. Q. des Quarzphyllits in den Eisendolomit hineinsetzen.

Daß die von den S. Q. zugeführten Pyrite und Kupferkiese durch ihre Zersetzung den Eisendolomit braun färben, ist sicher erwiesen. Diese braune Färbung des Eisendolomits ist also eine sekundäre oder vielmehr tertiär erworbene Eigenschaft und darf daher als sicheres stratigraphisches Kennzeichen ohne weiteres nicht benützt werden.

B. Petrographie der mesozoischen Gesteine.

I. Petrographie der Triasgesteine.

I. Petrographie der Raibler (?) Schichten.

a) Raibler (?) Quarzite.

Am Aufbau der triadischen Quarzite beteiligen sich folgende Mineralien: vorherrschend Quarz, daneben häufig Ankerit und Kalzit, mitunter viele Feldspate, zumeist Orthoklas, auch etwas Albit, viele Hämatitschüppchen und reichlicher Rost. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon und grüner Fuchsit.

Die Gesteine zeigen großen Wechsel in der Ausbildung. Es gibt Quarzite von grobem, mittlerem und feinem Korn. Seltener sind ganz dichte Abarten.

Die grobkörnigen Quarzite liefern zwei Unterarten. Die eine davon ist durch ein wenig verbandfestes, von Rissen und Hohlräumen durchsetztes Gestein vertreten (F. E. Suess’ grobkörnige Quarzbreccien). Sie besteht zumeist aus rundlichen, rötlichen und weißen, großen, an Gerölle erinnernden Quarzkörnern, welche in einer grünlichen, quarzigen Grundmasse liegen und zeigt mitunter eine schwach ausgeprägte Schieferstruktur.

U. d. M. sieht man zahlreiche, große, rundliche, auch mehr längliche Quarzkörner in regelloser Anordnung in einer feinkörnigen

Quarzgrundmasse liegen. Sie löschen streifig aus oder besitzen bereits Mörtelstruktur und gebogene Risse, auch enthalten sie viele Flüssigkeitseinschlüsse, ferner Schuppen verrosteten Hämatits und Rhomboeder von meist durchsichtigen Karbonaten.

Die andere Unterart sind Quarzite mit deutlicher Schieferstruktur, mit fettigem Glanz und grünen oder rötlichen Farbtönen.

Man erkennt am Handstücke zahlreiche langgestreckte, parallel angeordnete, linsenförmige, rötliche und farblose, klastische Quarzkörner, welche von grünlichen, serizitischen Häuten umflochten sind und in einer dichten, grünlichen Grundmasse liegen. Das Mikroskop zeigt, daß sie dieselben Einschlüsse beherbergen, wie sie beim zuerst geschilderten Typus sich vorfinden. Man findet in ihnen selten große Partien eines graublauen und braunen Turmalins (Pleochroismus: senkrecht zur Hauptzone dunkelblaugrau oder dunkelbraun; parallel derselben hellblaugrau oder hellgelbbraun).

Der Turmalin bildet oft zerbrochene, unregelmäßig geformte, selten linsenförmige Körner, dann auch zerbrochene und ganze Säulchen, ja sogar Turmalinsonnen. Auf den Klüften der zerbrochenen Säulchen der Körner findet sich Quarz, vermutlich aus den S. Q., welcher parallele Stengel bildet, die senkrecht zu den Kluftflächen des Turmalins aufsitzen.

Die großen, klastischen Quarzkörner werden ziemlich häufig von den S. Q. durchsetzt, die hier aus feinen Quarzkörnern bestehen, welche oft viele Serizitschuppen führen und sich nach Form und Größe nicht von den feinen Quarzkörnern der Grundmasse unterscheiden.

Letztere besteht aus feinen, ab und zu etwas gröberen, rundlichen und länglichen, dann etwas parallel struierten Quarzkörnern, die viele Schuppen von Serizit beherbergen, der sich außerhalb der einzelnen Körner zu unregelmäßig begrenzten und flatschigen Partien anreichert. Sie enthält ferner frische und verrostete, eisenreiche, oft mit guten Spaltrissen versehene, rhomboedrische Karbonate, dann auch viele Hämatitschuppen, ferner rundliche, einschlußreiche Körner von Orthoklas, zu denen sich selten ein zwillingsgestreifter, mit den Quarzkörnern verzahnter Albit gesellt. Akzessorisch sind Zirkon und Apatit.

Die mittelgroben bis feinkörnigen, am häufigsten vorkommenden, schieferigen Quarzite besitzen eine helle, zumeist seidenglänzende, fettige, grünlichweiße, graue, wellige oder höckerige Oberfläche. Letztere ist ab und zu mit kleinen oder großen rötlichen Höckern, die von gefärbten Quarzkörnern herrühren, und mit schwärzlichen Turmalinpünktchen und -körnchen besetzt. Nordwestlich der nördlichen Schoberspitze weist sie lokal durch Fuchsit leuchtend grasgrün gefärbte Partien auf.

Das mikroskopische Bild ist folgendes: Viele rundliche, eckige und linsenförmige, meist farblose, seltener rötliche Quarzkörner und viele einschlußreiche Orthoklaskörner liegen wieder in der Quarzgrundmasse. Die klastischen Quarzkörner haben jetzt an Größe abgenommen, zeigen streifige Auslöschung, Mörtelstruktur, besitzen seltener Hämatiteinschlüsse und enthalten Karbonatrhomboeder. Sie

und die Orthoklase werden von den schon erwähnten S. Q., welche auch Serizitschuppen führen, durchsetzt, von denen bereits F. E. Suess[1]) angibt, „daß sie nachträglich im Gestein enstanden sind".

Die Grundmasse besteht aus feinen, mitunter gröberen, verzahnten Quarzkörnern, gleichmäßig in denselben verteiltem Serizit, der sich wieder zu parallelen, die klastischen Quarzkörner verflechtenden Häuten anreichert. Sie enthält auch zertrümmerte Körner von braunem Turmalin, der stellenweise in den schon genannten blauen übergeht und gangförmig in ein großes klastisches Quarzkorn hineinragt, ferner mitunter reichliche Schuppen von Hämatit.

Die feinkörnig dichten Quarzite besitzen fettig aussehende, mit mattem Seidenglanz versehene, glatte Schichtflächen und sind zumeist dunkelgrüngrau gefärbt.

Eine Abart dieser Quarzite tritt im Lizumtal auf etwa 600 *m* westlich von der Lizumalpe rechts am Wege, der zum Melkplatz führt; dann an der „Grauen Wand" östlich des Lizumtales und südöstlich der Lizumalpe im Bette des Baches, welcher die Lizumalpe durchfließt. Sie fällt durch ihre vom Rost und Eisenglanz graubraun gefärbte Oberfläche auf. Das Mikroskop zeigt bei den dichten Quarziten eine dichte, mit zahllosen Serizitschuppen durchsetzte Grundmasse von sehr feinen Quarzkörnern, in welcher größere, rundliche, oft wie korrodiert aussehende, linsenförmige Quarzkörner liegen. Sowohl die Körner der Grundmasse als auch die größeren klastischen Quarzkörner weisen kleinere Dimensionen auf, als sie die äquivalenten Bildungen in den früher beschriebenen Quarziten besitzen.

Alle Arten der Quarzite werden von den hier pyritreichen S. Q. oft geradezu durchtränkt.

Die Gänge und Adern, welche diese sekundären Quarzgänge bilden, bestehen aus dichter oder mehr löcheriger und drusiger Quarzmasse. Sie laufen entweder den Schichtflächen parallel oder durchschneiden sie. Sie durchdringen sich gegenseitig in der mannigfachsten Weise, keilen auch aus und umschließen Stücke des bereits geschieferten Quarzits. Sie sind also jünger als die Metamorphose der Quarzite = Metamorphose *C*.

Ein Schliff durch einen solchen Gang, der senkrecht zur Schichtung verläuft, zeigt langgestreckte, lanzettartige Quarzkörner, welche senkrecht an den Gangwänden aufsitzen, und mit den kleineren Quarzkörnern des Nebengesteins verzahnt sind. Man findet sie in einzelne Stücke zerlegt, welche streifig auslöschen. Gar nicht selten trifft man Serizitpartien, welche entweder im Quarze bereits frei schwimmen oder den Zusammenhang mit dem Nebengestein noch etwas bewahrt haben.

Im Gegensatze zu F. E. Suess, nach welchem die oben beschriebenen Abarten der Quarzite durch verschieden weit fortschreitende Metamorphose aus ein und derselben grobkörnigen Quarzbreccie entstanden sind, wird in dieser Abhandlung angenommen, daß die verschiedenen Quarzite auch aus verschieden beschaffenen Sedimenten hervorgegangen sind. Es gab in den Quarz-

[1]) Lit. 38, pag. 547.

sanden, von denen die Quarzite abzuleiten sind, Partien, bestehend aus groben, meist rötlich gefärbten und mit wenig Ton vermischten Quarzkörnern, dann aus feineren, ebenfalls mit wenig Ton verbundenen weißen Quarzkörnern, und aus sehr feinen tonreichen Quarzkörnern.

Aus den groben Quarzsanden gingen die groben Quarzite, aus den mittelkörnigen die mittelgroben und aus den feinen die feinschieferigen Quarzite hervor.

Aus Partien, in denen grob- und feinkörniges Material gemischt war, entstanden feine Quarzite mit einzelnen großen klastischen roten Körnern.

Für die eben dargelegte Auffassung spricht vor allem die Tatsache, daß bei ganz geringer Gesamtmächtigkeit der Quarzite Wechsellagerung der groben und feinen Varietäten auftritt, wie man besonders gut am Ostende der oberen Terrasse des Geierspitz-NO-Grates am dortigen überschobenen Quarzit der Schuppe B_2 beobachten kann.

Aus den Quarziten läßt sich viel über den Charakter der Metamorphose C herauslesen.

Wir sind, wie bereits in der petrographischen Übersicht angezeigt wurde, in der Lage zu beweisen, daß die Metamorphose C älter als die großen Überschiebungen und Faltungen ist, denn in gewissen Jurakonglomeraten finden sich große, bereits geschieferte Triasquarzitblöcke, die bei den Überschiebungen in die Konglomerate hineingepreßt wurden.

Damit aber die Triasquarzite sich vorher schieferig entwickeln konnten, waren bei der Metamorphose C sicher Druckkräfte nötig, und trotzdem kann die Metamorphose C nicht als reine Druckmetamorphose aufgefaßt werden, denn sie war, wie die Turmaline anzeigen, von borhaltigen Dämpfen und dann auch von Hitze beeinflußt, welche wie die Turmaline auf ein Eruptivgestein zurückgeführt werden muß. Von diesem Eruptivgestein rührten sehr wahrscheinlich auch die albit-, erz- und karbonatführenden, heißen Quarzlösungen eben der S. Q. her.

Wir haben also die Metamorphose C als eine Kontaktmetamorphose aufzufassen, die von Druckkräften begleitet wurde und etwa folgendermaßen tätig war:

Die mehr oder minder tonreichen Quarzsande der Raibler(?) Quarzite wurden von bedeutenden Druckkräften erfaßt und von der Hitze und den borhaltigen Dämpfen eines entferntliegenden Eruptivgesteins so beeinflußt, daß Glimmer, spärlicher Albit, Turmaline und eine Schieferstruktur sich bildeten.

Nach der Umwandlung der Quarzite drangen in dieselbe noch die S. Q. ein, welche das Gestein selbst und in den Gängen schwimmende Stücke der bereits fertigen Quarzite nach allen Richtungen durchschwärmten und auf feinen Apophysen auch die früher gebildeten Turmaline durchsetzten.

Nach Vollendung all dieser Prozesse wurden die Quarzite nebst den sekundären Quarzgängen noch von den tektonischen Druckkräften erfaßt, wie die stark gefalteten und verbogenen Quarzitschichten und die zertrümmerten, streifig auslöschenden Quarzkörner der S. Q. andeuten.

Ob an der Zusammensetzung der feinen Grundmasse der Quarzite auch Quarz aus den S. Q. beteiligt ist oder ob die Grundmasse, wie es manchmal den Anschein hat, nur aus den zerdrückten, klastischen Quarzkörnern sich zusammensetzt, kann infolge der starken mechanischen Beeinflussung, welche das metamorphe und von den Quarzgängen durchschwärmte Gestein später noch erfuhr, nicht mit Sicherheit entschieden werden. Zu äquivalenten Neubildungen des Albits wird wohl auch der Apatit und der Rutil und wohl auch ein Teil des Hämatits zu rechnen sein.

b) Petrographie der Raibler (?) Rauhwacken.

Die Rauhwacken der Tarntaler Berge lassen erkennen, daß die Metamorphose *C* verschieden stark auf die einzelnen Gesteine gewirkt hat. Der größte Teil der Rauhwacken ist nämlich unverändert geblieben, wenigstens zeigt er makroskopisch keine sichtbaren Veränderungen.

Bei der Besprechung der metamorphen Rauhwacken müssen auch die Ergebnisse der Untersuchungen über Funde in den Nachbarbergen, zum Beispiel am Mieselkopf-Kreuzjöchelnordgrat, am „Grafmarter Südgrat" und am „Hippold" herangezogen werden.

Am Grafmarter Südgrat findet sich ein Gestein, welches halb Rauhwacke, halb Quarzit ist und Spuren der Metamorphose *C* zeigt.

Die Stelle, wo es sich findet, liegt (auf der westlichen Gratseite) etwa 170 *m* tiefer als der Punkt im oberen Teil des Grates, an welchen der von Sander[1]) erwähnte Eisendolomit mit riesigen, von oben herabgestürzten Quarzphyllitblöcken, also nicht mit anstehendem Quarzphyllit, in Berührung tritt (s. Profil bei Sander). Diese Rauhwacke unterscheidet sich äußerlich von der gewöhnlichen nur durch ihre dichte und feste Beschaffenheit und den Reichtum an grünlichgrauen Serizithäuten, welche das Gestein mit parallelen Lagen durchziehen. U. d. M. erkennt man viel Quarz, rhomboedrische Karbonate, Serizit, weniger häufig als diese frische Pyrite und zugeführten Albit.

Der Quarz löscht normal und streifig aus, besitzt große und kleine, sehr unregelmäßige Formen. Er ist meistens mit den rostreichen Karbonaten verzahnt und wo er in langen Streifen entwickelt ist, laufen diese den Serizitbändern parallel. Daß es sicher neugebildeten oder von den S Q. zugeführten Quarz in dieser Rauhwackenart gibt, beweist folgende Erscheinung. Oft wird die Hälfte eines wohlausgebildeten, eisenreichen Kalzitrhomboeders pseudomorphosenartig von ganz frischem Quarz gebildet. Es ist nicht gut denkbar, daß sich bei „klastischen" Quarzkörnern solche scharfe „Quarzrhomboederspitzen" hätten erhalten können. Außerdem umschließt der Quarz oft noch Serizitschuppen und Rhomboeder von den gleichen Karbonaten, in denen er liegt.

Der Serizit bildet zusammenhängende, parallellaufende Bänder im Gestein, ist manchmal mit dem Quarz verwachsen. Sein Auftreten

[1]) B. Sander, Lit. 25, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, 1. Februar.

spricht ganz gegen die Annahme, daß er nur ein klastisches, in die Rauhwacke hineingeschwemmtes Gebilde ist.

Der mit Zwillingsstreifen versehene, sehr frische Albit ist aufs innigste mit den Karbonaten verzahnt und besitzt abgerollte, oft lappige Formen. Er umschließt gleichfalls Quarz und die rostreichen Karbonate.

Die Anordnung der genannten Minerale ist folgende: quarz- und rostreiche Karbonate bilden eine dichte Masse. Sie wird von parallelen Glimmerhäuten durchsetzt und enthält verstreut die Albite. Das Gestein ist demnach ein wenig metamorpher, etwas tonführender Kalkquarzsand. Mit der Glimmerneubildung erfolgte wahrscheinlich auch die Ausbildung der zahlreichen Karbonatrhomboeder aus klastischem Kalksand. Die Glimmerneubildung und die Kristallisierung der Karbonate sind auf die Metamorphose *C* zurückzuführen. Am nördlichen Teil des Mießlkopf-Kreuzjöchelgrates lassen sich in den oben beschriebenen Rauhwacken auch die S. Q. wiederfinden. Sie durchqueren die Glimmerhäute derselben und sind also auch hier wieder jünger als die Metamorphose *C*, ferner enthalten sie viele Karbonate und haben wohl auch hier die Albite geliefert. Wahrscheinlich stammt ein Teil des Quarzes der Rauhwacke auch aus den S. Q. Als zugeführter Quarz mag besonders ein solcher gelten, welcher Karbonatrhomboeder und Serizitschuppen umschließt oder die oben geschilderten Pseudomorphosen von Quarz nach Kalzit bildet oder in den gleichfalls zugeführten Albiten vorkommt.

Ganz kleine S. Q. wurden im kartierten Gebiete in den Rauhwacken südlich des Kalten Kofels (Mölstal) und am Schober-Mölszug östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze bei der „Schoberlacke“, im westlichen der beiden dortigen größeren Bachgräben, ferner westlich des Geierspitzsüdgrates in den überschobenen Rauhwacken der Schuppe B_2 gefunden.

Ein Kontaktstück zwischen normaler Rauhwacke und normalem Quarzit, das am Schober-Mölszug bei P. 2354 östlich der nördlichen Schoberspitze gesammelt wurde, zeigte u. d. M. folgendes:

1. Eine Quarzitische Partie, welche aus Quarz und Serizit und wenigen eisenreichen Karbonaten bestand, sonst aber wie gewöhnliche Quarzite ausgebildet war.

2. Eine unregelmäßig verlaufende Grenze zwischen Rauhwacken und der quarzitischen Partie, welche von Quarz oder gewundenen Serizithäuten gebildet wurde.

3. Eine Rauhwackenpartie, welche aus einer Unmenge von rostbraun gefärbten, mehr oder minder gut entwickelten Kalzitrhomboedern besteht, die eine Art Pflasterstruktur bilden. Mit ihnen verzahnt sind durch viele lappige und wurmförmige Ausbuchtungen gekennzeichnete, neugebildete oder zugeführte Quarzkörner, welche Kalzitrhomboeder enthalten und meist normal auslöschen. Die Serizithäute lassen sich kontinuierlich im Gestein verfolgen, laufen bemerkenswerterweise denen der quarzitischen Partien parallel und schwellen hie und da zu dünnen Linsen an.

Am Südabhang der Hippoldspitze findet sich lokal eine grobkristalline, eisenreiche Rauhwacke, deren Klüfte lokal dicht mit neugebildeten Hämatitkristallen ausgefüllt sind, welche als Kluftausfüllungen keiner reinen Dynamometamorphose entstammen können, sondern mit den borhaltigen Dämpfen, also mit der Kontaktmetamorphose *C* in Beziehung gebracht werden müssen.

Die eben beschriebenen Gesteine vom Grafmarter-Südgrat, ferner vom Schober-Mölszug und vom Kreuzjöchel-Mießlkopfgrat, sodann vom Hippold zeigen bei den Rauhwacken das Vorhandensein der Metamorphose *C* und der S. Q. an.

Den übrigen Raibler(?) Schichten wurden keine eigenen Untersuchungen gewidmet, sie deuten die Metamorphose *C* durch gelegentlich auftretende Serizithäute, die S. Q. durch geringe, lokale Quarzführung an.

2. Petrographie des Triasdolomits

Die Metamorphose *C* ging am Triasdolomit mit Ausnahme der Wirkungen, welche die sie begleitenden tektonischen Kräfte verursachten, spurlos vorüber. Letztere haben sehr wahrscheinlich teilweise die Klüfte und Sprünge erzeugt, welchen später die S. Q. nachgingen, zum Teil verursachten sie auch die lokale Breccienbildung des Dolomits. Eine solche muß jedoch schon einmal erfolgt sein kurz nach Ablagerung der Kössener Schichten damals, als die triadischen Gesteine der Tarntaler Berge etwas aufgerichtet wurden (cfr. Stratigraphischer Teil pag. 262 [56]), denn brecciöse, aufgearbeitete Triasdolomite und Kössenerdolomite bilden bereits Komponenten in den Jurakonglomeraten.

Den S. Q., welche an kein Niveau des Dolomits gebunden sind, kommt beim Triasdolomit entweder eine passive Rolle zu, das heißt ihnen war der Weg durch zahlreiche unregelmäßige Klüfte und Sprünge schon vorgezeichnet, oder sie bahnten sich eigene Wege durch das Gestein.

Als Quarz, der sicher auf schon vorhandenen Klüften in den Dolomit gelangte, mag besonders ein solcher gelten, der nur stellenweise den Wänden derselben anhaftet, sie nicht ganz ausfüllt und große, meist regellos durcheinander gewachsene, aber gut ausgebildete Bergkristalle liefert. (Zum Beispiel an der südlichen Schoberspitze und Nedererwestwand.)

Die vollständig mit dichter oder höchstens etwas drusiger Quarzmasse ausgefüllten Gänge hingegen können sowohl als ganz ausgefüllte Klüfte oder auch als selbständige Gangbildungen aufgefaßt werden. Das Auftreten der Quarzgänge zeigt im allgemeinen große Abwechslung.

Sie sind dicht oder drusig, gerade oder krumm. Oft wird ein dichter Gang plötzlich drusig oder er enthält kleine mitgerissene Dolomitstücke, oder er teilt sich in zwei oder viele Gänge. Diese können wieder miteinander in Verbindung treten und zahlreiche Dolomitbrocken so umschließen, daß eine Art mit Quarz verkitteter Breccie entsteht. In letzterem Falle ist der Quarz gar nicht

selten mit zahlreichen kleinen blasigen Hohlräumen versehen, was ein schlackenartiges Aussehen verursacht

Wenn die Quarzgänge den Dolomit silifiziert haben, was nicht immer der Fall ist, dann findet eine innige Vermengung von Quarz und Dolomit statt. Die aus dieser Mischung entstandene Gesteinsmasse hebt sich durch ihre hellere Farbe und glasige Beschaffenheit ziemlich scharf vom dunkleren, ursprünglichen Dolomitmaterial ab.

Es erscheint sicher, daß die endogenen Breccien und die oben erwähnten Klüfte schon bestanden haben, als die S. Q. kamen, denn es finden sich S. Q., welche völlig gerade und unzerbrochen durch die brecciösen Partien des Triasdolomits hindurchsetzen.

Der Triasdolomit wurde also zunächst lokal, wie es scheint mit Vorliebe an Stellen, wo die hellen und dunklen Varietäten sich berührten, stark in seinem inneren Gefüge zerrüttet, es bildeten sich hierbei Klüfte und Sprünge und endogene Breccien heraus. Für diese Änderungen können nun folgende mechanischen Kräfte herangezogen werden.

1. Diejenigen, welche die postrhätische Schichtaufrichtung verursachten.
2. Die mechanischen Kräfte bei der Metamorphose *C*.
3. Die großen Überschiebungskräfte.

Die Kräfte, welche die Faltungen verursachten, kommen hier nicht in Betracht, da sie jünger als die Überschiebungen sind.

An den gelockerten Stellen drangen nun später mit Leichtigkeit die Quarzlösungen der S. Q. ein, verkitten das Dolomitzerreibsel und die Breccien zu den geschilderten Quarzdolomitbreccien oder füllten die Risse und Spalten aus. Doch nahmen sie auch eigene Wege im Gestein, da sie aber dabei trotz ihres Lösungsvermögens großen Widerstand zu überwinden hatten, drangen sie nur auf kurze Strecken ein und endeten meistens stumpf oder mit kurzen, fingerförmigen Seitengängen.

Die Hitze der S. Q. kann sehr groß gewesen sein, sie kann viel dazu beigetragen haben, daß der Dolomit noch sukzessive zersprengt wurde und neuen vordringenden Quarzlösungen Platz schuf, aber sie war nicht imstande, den Dolomit etwa zu marmorisieren. Besonders hervorzuheben ist, daß die S. Q. des Triasdolomits ebenso wie die des Quarzphyllits in der Knappenkuchel das charakterische Fahlerz führen (zum Beispiel an der Schoberspitze und in großen Dolomitblöcken des sogenannten Schobergelämmers = Bergsturz südwestlich der südlichen Schoberspitze; ferner am Fuß der Westseite des Hauptmassivs, und zwar östlich von P. 2182, welcher im Grübelkar liegt; dann in den Blöcken vom überschobenen Triasdolomit der „Kahlen Wand").

3. Petrographie der Kössener Schichten.

Durch die Metamorphose erfuhren die Kössener Schichten gelegentlich eine schwache Umwandlung. Der Ton wurde mehr oder

minder stark serizitisiert. Die S. Q. brachten Quarzadern und Quarzlinsen sowie Verkieselung zustande.

II. Petrographie der Juragesteine.

1. Petrographie der Kieselkalke.

a) Bänderkalke.

An ihrem Aufbaue sind Kalzit, Quarz, Albit, Serizit, Pyrit, Zirkon und Rost beteiligt.

Die dunklen, kalkreichen Lagen setzen sich zusammen vorherrschend aus sehr feinkörnigen, etwas länglich ausgebildeten und parallel struierten Kalzitkörnern, welche nur wenig miteinander verzahnt sind. Mit ihnen verwachsen sind seltenere, unregelmäßig verteilte, rundliche, längliche, eckige und völlig unregelmäßig begrenzte, einschlußreiche und oft mit Mörtelstruktur versehene, feine Quarzkörner, welche auch normal auslöschen. Selten sind mit dem Kalzit zwillingsgestreifte Albite verwachsen.

Die makroskopisch deutlich sichtbaren Serizithäute durchziehen in parallel angeordneten Schuppen und Bändern die Quarzkalzitmasse. Serizitschuppen finden sich auch in den einzelnen Quarzkörnern.

Neben den feinen Kalzitkörnern kommen auch größere, mit gestauchten Zwillingsstreifen und dicht mit organischer Substanz bestaubte Körner vor. Es sind wohl schlechterhaltene Reste von Echinodermen, die nur unter dem Mikroskop wahrnehmbar sind. Sie wurden zum Beispiel gefunden in den Kieselkalken auf der Nordseite des Westgrates des Kleinen Reckners unterhalb des Punktes 2745, also in der Schuppe B_2.

Die Grenze der dunklen Lagen beginnt gegen die helleren quarzreichen, wenn sie scharf ist, meistens mit einem von Rost oder Serizithäuten gebildeten Band, dann folgt eine plötzliche Zunahme des Quarzes und damit eine Abnahme des Kalkes. Bei unscharfer Grenze jedoch findet eine allmähliche Zunahme des Quarzes statt.

Die hellen Lagen besitzen die gleiche Struktur wie die dunklen und enthalten annähernd gleichviel Kalzit und Quarzkörner.

Die Bänderkalke sind ein wenig metamorphes Sedimentgestein, in welchem Kalkbänder mit dünnen Tonlagen abwechselten. Die Kalkbänder waren mehr oder weniger von organogener (?) Kieselsäure oder von klastischen Quarzkörnern durchsetzt.

Bei der Metamorphose C wurde der Ton zu Serizithäuten umgewandelt, die amorphe Kieselsäure, soweit sie nicht schon vorher umgelagert war, wurde kristallinisch und etwas Albit und Quarz neu gebildet. Ein Teil des Quarzes und des Albits kann jedoch auch den S. Q. entstammen.

Echinodermenbreccien.

Die den Bänderkalken eingelagerten, makroskopisch schon erkennbaren Echinodermenbreccien zeigen u. d. M. folgendes Bild. Innerhalb großer, zwillingsgestreifter Kalzitkörner, welche ganz

frische oder schon zertrümmerte, ausgebuchtete Quarzkörner und seltener eisenreiche Karbonatrhomboeder enthalten, liegen ziemlich unregelmäßig geformte Kalzitpartien, eben die „Echinodermenreste". Sie heben sich von dem kalkigen Bindemittel durch die dunkle, von Rost und organischer Substanz herrührende Farbe sowie durch sehr feinkörnige Struktur deutlich ab und enthalten auch sekundär beigemengte Quarzkörner aus den S. Q.

Solche Echinodermenreste konnten wie schon erwähnt in Schliffen von Wetzsteinkalken nachgewiesen werden (zum Beispiel am Staffelelsee und am Kleinen Reckner-Westgrat, auf der Nordseite desselben unterhalb P. 2745 in der Schuppe *B*).

b) Wetzsteinkalke.

1. Wetzsteinkalke aus dichten, grünlichen, kalkreichen oder aus bläulichweißgrauen, kalkarmen Marmorlagen und grünlichen Chlorit- und Serizithäuten bestehend.

Die dichten, grünlichen, kalkreichen Lagen dieser Gesteine bestehen aus sehr feinen, miteinander verzahnten, meist undulös auslöschenden, wenn länglich entwickelt, dann nach einer Richtung parallel angeordneten Quarzkörnern. Diese sind mit vielem gleichmäßig verteilten Kalzit vermischt, welcher sich auch lokal anreichert. Solche Anreicherungen zeigen oft schöne Stauchungserscheinungen.

Der grünliche Serizit und Chlorit bildet entweder kleine, parallel angeordnete Schuppen in den einzelnen Quarzkörnern oder die makroskopisch deutlich hervortretenden, seidenglänzenden Bänder und Schnüre, welche die einzelnen Marmorlagen voneinander trennen. Die parallele Anordnung der feinen Serizit und Chloritschuppen in den einzelnen Quarzkörnern ist auf die richtenden Kräfte zurückzuführen, welche während der Metamorphose *C* gewirkt haben.

Besonders in der Nähe der Serizithäute kommen noch braune, ganze oder schon in korrespondierende Stücke zerbrochene Turmalinsäulchen oder Apatitnadeln vor, ferner mehr oder weniger häufig Hämatitschuppen, welch letztere dem Gestein oft einen rötlichen Ton verleihen.

Die kalkarmen oder kalkfreien, bläulichen oder weißgrauen Lagen setzen die echten „Wetzsteine" zusammen, nach welchen der Schichtkomplex zwischen den Bänderkalken und Kieseltonschiefern benannt ist.

Sie enthalten nur wenig Kalzit. Manche Lagen, beispielsweise des Wetzsteinbruches im Lizumtal, gar keinen. Man erblickt dann ein Mosaik von feinen, rundlichen und eckigen Quarzkörnern, welche nur erfüllt sind von schwach grünlich gefärbten Serizit- oder Chloritschuppen. Solche Lagen eignen sich besonders gut für Wetzsteine.

Sie wurden und werden noch von den Einheimischen im „Wetzsteinbruch" gegenüber dem Schutzhaus der Sektion Hall gebrochen.

2. Wetzsteinkalke mit dünnen, hellgefärbten, gröberen, kalkreichen Marmorlagen und mit feinen Kieselschnüren.

Diese Marmorlagen bestehen zumeist aus feinen, ziemlich reinen, oft länglich entwickelten, miteinander verzahnten Kalzitkörnern, welche mit länglichen, eckigen und runden, undulös auslöschenden, serizitführenden Quarzkörnern und seltenen, zwillingsgestreiften, lappigen Albitkörnern verwachsen sind. Daneben kommen gar nicht selten große, zwillingslamellierte, gestauchte Kalzitkörner vor, welche Quarz und Albitkörner enthalten. Diese Kalzitkörner erinnern an die beschriebenen Echinodermenreste der Bänderkalke.

Die Kieselschnüre bestehen aus verzahnten, undulös auslöschenden, unregelmäßig geformten Quarzkörnern, welche reichlich grünliche Serizitschuppen führen.

3. Dichte, dünnschieferige, an Kieselschnüren reiche Wetzsteinkalke, sogenannte „Grenzkalke".

Sie treten an der Grenze der Wetzsteinkalke gegen die Kieseltonschiefer auf und sind ein gleichmäßiges Gemisch von feinem Quarz und Kalzit und zwillingsgestreiften, seltenen Albitkörnern, welches durchzogen wird von den Kieselschnüren, an denen sich Hämatitschuppen anreichern.

Die Quarzkörner sind rundlich oder mit Ausbuchtungen versehen. Die Kalzitkörner besitzen gestauchte Zwillingslamellen.

Die Kieselschnüre bestehen zum Teil aus sehr feinen Quarzkörnern, wie sie die quarzigen Lagen der noch zu beschreibenden Kieseltonschiefer zusammensetzen, ferner aus vielen Albiten und aus undulös auslöschenden und größeren, wahrscheinlich neugebildeten Quarzkörnern.

Die Kieselschnüre werden in vorliegender Arbeit nicht als S. Q., sondern als primäre, jetzt metamorphe, kieselige Lagen der Wetzsteinkalke aufgefaßt, welche den allmählichen Übergang von kalkreicheren Partien zu kieselreicheren andeuten, also von den Wetzsteinkalken zu den Kieseltonschiefern.

Die Albite, welche sie enthalten, sind bei der Metamorphose *C* gebildet worden und entsprechen den Albiten in den quarzigen Lagen der Kieseltonschiefer.

Die grünen Chlorit- und Serizithäute sind mit Hämatit besetzt. Vom Serizit und Chlorit stammt die grünliche, vom Hämatit die rötliche Farbe des Gesteins.

Die in allen Arten der Wetzsteinkalke auftretenden, bald dünneren, bald dickeren chloritischen und serizitischen Lagen, welche die oft pyritreichen, einzelnen Marmorlagen voneinander trennen, beherbergen mit Vorliebe ganze oder bereits schon wieder zerbrochene Turmalinsäulchen, sind stark gefältelt und löschen daher streifig aus. Wie bei den Kieseltonschiefern, Bänderkalken und tonreichen Kössener Kalken stellt sich auch hier eine Art Leiterstruktur der Serizit und Chlorithäute ein.

Ihre Entstehungsgeschichte ist folgende:

Zunächst wurden die den Marmorlagen parallel verlaufenden Serizit- und Chlorithäute zu kleinen Mulden und Sätteln gestaucht

(s. *a* in Fig. 14). Dann wurden die Schiefer von einer Transversalschieferung erfaßt (s. *b* in Fig. 14).

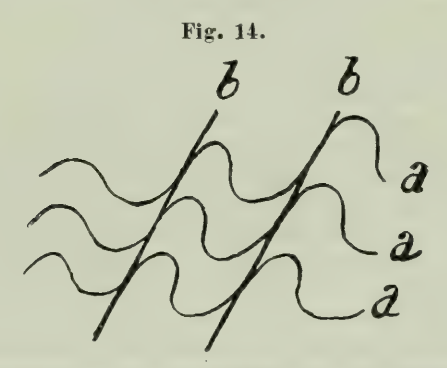
Es fand dabei in den parallelen Ebenen *b* eine Gleitung und Schleifung der Serizitmembrane in der Richtung *b* statt. Auf diese Transversalschieferungen hat Rothpletz[1]) bereits hingewiesen.

Auftreten der sekundären Quarzgänge = S. Q. in den Bänderkalken und Wetzsteinkalken.

Alle Arten der Bänderkalke und Wetzsteinkalke sind von den S. Q. beeinflußt, welche hier Albit, Kalzit, Ankerit und Pyrit und außerdem noch Serizit führen, den sie aus dem bereits metamorphen Nebengestein entnommen haben.

Die S. Q. gehen mit Vorliebe den kalkreichen Partien nach, durchsetzen die Gesteine parallel und schief zu den Schichtflächen und färben an der Stelle ihres Eindringens die Wetzsteinkalke und Bänderkalke weiß.

Fig. 14.



„Leiterstruktur" der Serizithäute bei Kieselkalken.

a = primäre Faltung. — *b* = sekundäre Transversalschieferung.

Im ersten Falle verdrängen sie die feinen Serizit- und Chloritschüppchen, bei den schwarzen Lagen der Bänderkalke hingegen die kohlige, organische Substanz.

Der Quarz der S. Q. zeigt das Bestreben, netzförmige Formen anzunehmen und sich mit dem Kalzit des Nebengesteines zu vermischen und Rhomboeder desselben einzuschließen, Ein solches Verhalten tritt mit Vorliebe in linsenförmigen Quarzkalzitanschwellungen auf und ist besonders makroskopisch gut zu erkennen.

U. d. M. nimmt man noch wahr, daß die mit dem Quarz verwachsenen Karbonatrhomboeder streifig auslöschen, daß der Quarz oft selbst schon wieder in feine lange Stengel zerlegt ist und undulös auslöscht. Die Kataklase des Quarzes hängt wohl mit den Faltungen zusammen, welche nach dem Eindringen der sekundären Quarzgänge noch stattfanden.

---

[1]) A. Rothpletz, Lit. 23.

2. Petrographie der Konglomerate.

Es läßt sich hauptsächlich die Anwesenheit der S. Q. feststellen. Beschrieben werden hier bloß die weitaus überwiegenden dolomitischen Konglomerate.

U. d. M. sieht man, daß die runden und eckigen Komponenten der dolomitischen Jurakonglomerate aus verzahnten, streifig auslöschenden Dolomitkörnern bestehen, welche bei dunklen Komponenten reich, bei hellen arm an organischer Substanz sind.

Die Komponenten werden oft umschlossen von netzförmigem, aus den S. Q. stammendem Pyrit und von Serizitschuppen führendem Quarz, welcher auch in sie eindringt. Nicht selten füllt auch feinkörniger Dolomitsand die Hohlräume zwischen den einzelnen Komponenten aus.

Auch makroskopisch lassen sich die geschilderten Verhältnisse zum Teil sehr gut erkennen. Am angewitterten Gestein tritt das von den sekundären Gängen gebildete Netzwerk sehr deutlich hervor. Es ist durch verrosteten Pyrit oft stark braun gefärbt, von Löchern durchsiebt und umschließt die Hohlräume, welche früher von dem herausgewitterten Dolomit eingenommen wurden.

An den Jurakonglomeraten kann ebenso wie an dem Kössener und dem Triasdolomit sehr gut studiert werden, daß sie, auch wenn sie keine äußerlich wahrnehmbaren Klüfte besitzen, ganz unvermittelt auftretende Quarzlinsen, Quarzkristalle und Quarzadern aufweisen. Seltener sind Albitkristalle.

Zu Beginn dieses Abschnittes wurde darauf hingewiesen, daß die sekundären Quarzlösungen (S. Q.) dann erst in die mesozoischen Gesteine eindrangen, als diese bereits durch die Metamorphose *C* umgewandelt und durch die der Metamorphose *C* nachfolgenden großen Überschiebungen teilweise miteinander vermischt worden waren.

Dafür spricht, daß die sekundären Quarzgänge bei den mylonitisierten Jurakonglomeraten (cfr. Fig. 13) unzerbrochen und zusammenhängend sowohl die konglomeratischen Partien als auch die tektonisch erworbenen triadischen und jurassischen quarzitischen Komponenten durchsetzen.

Eine Beobachtung scheint mit der eben genannten Auffassung im Widerspruch zu stehen.

Man findet zum Beispiel am Nachbarberg Mießlkopf oder auch an der nördlichen Schoberspitze tonreiche Jurakonglomerate von besonderem Aussehen.

In sehr flatschig entwickeltem Ton liegen linsenförmig ausgewalzte, verquarzte Dolomitkomponenten *a*.

Die Quarzadern der Komponenten = *b* stoßen an den Tonhäuten *c* ab (Fig. 15), (cfr. A. P. Young[1]) sind aber bei allen Dolomitlinsen nahezu gleichgerichtet etwa in der Richtung *d*.

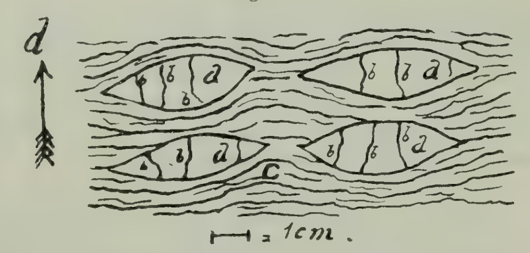
---

[1]) A. P. Young, Lit. 51, August 1909.

Das Auftreten der gleichgerichteten Quarzadern läßt sich am besten folgendermaßen erklären:

Konglomeratische, aus Dolomitstücken bestehende Lagen, die mit Tonschiefern wechsellagerten, wurden zunächst von feinen sekundären Quarzgängen (S. Q.) in der Richtung = *d* durchsetzt und dann bei den großen Faltungen, die später als die Überschiebungen und die S. Q. erfolgten, mit dem sehr plastischen Ton verknetet. Für die Größe der Kraft, welche bei den Faltungen Ton mit den Dolomitkomponenten mischte, gibt die heutige Lage der Dolomitlinsen in den Tonschiefern einen guten Maßstab ab. Die Dolomitlinsen liegen nämlich alle so, daß auch jetzt noch eine parallele oder nahezu parallele Lage ihrer sekundären Quarzgänge herrscht.

Fig. 15.



In Tonschiefer (*c*) eingepreßte dolomitische Konglomeratkomponenten (*a*) mit parallel struierten Quarzgängen (*b*). (Vom Mießlkopf.)

3. Petrographie der Kieseltonschiefer.

Die meisten Eigenschaften der Wetzsteinkalke kehren bei den Kieseltonschiefern wieder.

Erste Art: Bei ihr wurde makroskopisch unterschieden eine quarzige Lage von grünlicher oder grünlichschwarzer Farbe mit Fettglanz, ferner serizitische oder chloritische Lagen.

U. d. M. sieht man, daß die quarzigen Lagen aus sehr feinen, miteinander verzahnten, oft länglich entwickelten, dann parallel struierten, meist undulös auslöschenden, organogenen(?) Quarzkörnern bestehen, zwischen denen hie und da ein zwillingsgestreiftes Albit oder Apatitkorn oder schwach bräunlich gefärbte Granatkörner liegen. Mitunter treten auch einzelne, durch ihre Größe auffallende, klastische Quarzkörner mit rundlichen oder eckigen Formen auf.

Die feinen Quarzkörner, welche wohl bei der Metamorphose *C* oder schon vor dieser umkristallisierte, amorphe Kieselsäure sind, umschließen ebenso wie die Albite zahllose, nach einer Richtung parallel angeordnete, grünliche Serizit-, Chlorit-, seltener Hämatitschuppen.

Die makroskopisch schon so deutlich hervortretenden Serizit- und Chlorithäute zeigen wieder die von den Wetzsteinkalken her bekannte feine Leiterstruktur. Sie bestehen aus dem gleichen Serizit und Chlorit, wie er in den feinverteilten Quarzkörnern der Kieseltonschiefer und in den Wetzsteinkalken vorkommt. Sie sind

wieder an ganzen, wohlausgebildeten oder schon zerbrochenen Turmalinsäulchen reicher als die benachbarten quarzigen Lagen.

Der grüne Chlorit ist oft mit anormalen, lawendelblauen Interferenzfarben versehen, zumeist mit dem Serizit verwachsen und wohl gemeinsam mit diesem entstanden. Dafür spricht der Umstand, daß er wie der Serizit in parallel struierten Schuppen in den einzelnen Quarzkörnern der quarzigen Lagen auftritt.

Es sei hier hervorgehoben, daß die mechanischen Kräfte, welche die Fältelungen und die Leiterstruktur der Serizithäute hervorbrachten, viel später wirkten als jene, welche in den feinen Quarzkörnern die parallele Anordnung der Glimmer- und Serizitschuppen verursachten.

Die letztgenannten Kräfte waren während der Metamorphose C tätig. Die erstgenannten hingegen fanden bereits fertige Serizit- und Chlorithäute vor und konnten wohl diese noch falten und verschieben, nicht aber vermochten sie die parallele Anordnung der feinen Serizit und Chloritschuppen in den einzelnen Quarzkörnern zu ändern, um deren Richtung sich die Faltenzüge der selbständigen Serizithäute nicht im geringsten kümmern.

Zweite Art: Es sind schwarze, schwach rötlich gefärbte, mit hellen grünlichen Hornsteinlagen oder mit Hornsteinlinsen alternierende Lagen.

Die schwarzen Lagen unterscheiden sich nur wenig von den quarzigen Lagen der ersten Art. Sie sind nur reicher an stark verrostetem Hämatit, welcher sich auch zu dichten, parallelen Zügen anhäuft.

Gewisse auffällige Quarznester von rundlicher, aber auch von länglicher Form, deren einschlußfreie Körner viel größer sind als die feinen Quarzkörner, welche die quarzigen Lagen zusammensetzen, mögen von Radiolarien herrühren oder zerdrückte, große klastische Quarzkörner darstellen. Letztere Annahme ist deshalb ebenfalls nicht von der Hand zu weisen, da sich Übergangsstadien zwischen unzerbrochenen, großen, eckigen und runden Quarzkörnern und den erwähnten Nestern vorfinden, so zum Bespiel undulös auslöschende, teilweise oder schon fast ganz zu Nestern zerbrochene Quarzkörner.

Die Hornsteinlagen sind quarzige Lagen, welche nur wenige grünliche Serizit- und Chloritschuppen, Turmalin und Hämatit führen. Auch sie enthalten die genannten rundlichen oder linsenförmigen Quarznester. Die Grenze zwischen den Hornsteinlagen und den quarzigen Lagen des übrigen Schiefers ist entweder scharf oder verschwommen, im ersteren Falle tritt eine rasche, im zweiten eine allmähliche Zunahme des Serizits, Chlorits und Hämatits ein.

Dritte Art: Sie ist durch große Armut oder gänzliches Fehlen der schuppenförmigen Serizit- und Chloriteinschlüsse der Quarzkörner und durch gelegentliches Auftreten von Kalzit gekennzeichnet.

Die roten Lagen werden durch zahlreiche frische und verrostete Hämatitzüge veranlaßt, die schwarzen sind reich an Mangan oder graphitischer Substanz, auch enthalten sie etwas Kalzit, die weißen Lagen sind frei von manganiger und kohliger Substanz, von Hämatit und Rost.

Man hat bei allen drei Lagen, aus welchen sich die dritte Art zusammensetzt, eine feinkörnige Quarzgrundmasse vor sich, mit einzelnen großen, klastischen, eckigen und rundlichen, undulös auslöschenden Quarzkörnern, aber wenig Apatitkörnern, welche meistens einen rötlich gefärbten Kern aufweisen.

In allen drei Arten der Kieseltonschiefer finden sich wieder die S. Q.

Besonders gut lassen sich diese am Gipfelbau des Nederers studieren, ferner im Obertarntal, dann am Westgrat des Kleinen Reckners bei P. 2700 und auf der Südseite des Schober-Mölszuges östlich der Schoberlacke bei P. 2348, wo sie bei den später erfolgten Faltungen teilweise wieder in einzelne Stücke zerbrochen wurden.

Sie setzen parallel und schief zu den Schichtflächen hindurch, mit Vorliebe den Serizithäuten nachgehend, und sind dicht oder drusig ausgebildet. Oft enthalten sie kleine, bereits metamorphe und geschieferte Brocken des Nebengesteins. Die Kristalle der drusig ausgebildeten Gänge (zum Beispiel am Nederer) sind wie in der Knappenkuchel im Quarzphyllit mit grünen Serizit- und Chloritschuppen imprägniert, welche sie aus dem bereits metamorphen Schiefer entnommen haben. Die Annahme, daß die Quarzlösungen erst beim Eindringen in die serizitreichen Kieseltonschiefer den Serizit zu Chlorit umgewandelt und sich mit diesem bereichert haben, ist an und für sich möglich, aber hier kaum zutreffend, da der Chlorit ebenso wie der Serizit bereits parallel struierte Schuppen in den einzelnen feinen Quarzkörnern bildet und er sich ferner überaus häufig an Stellen findet, wo die sekundären Quarzgänge gänzlich fehlen.

Die Untersuchung eines vom Nebengestein losgerissenen Schieferstückes, das im Quarz eines sekundären Ganges schwamm, ergab: das Stück besteht aus der bekannten feinen Quarzgrundmasse mit den bereits parallel struierten Quarzkörnern. Die Serizit- und Chloritschuppen, welche diese enthalten, sind ebenfalls schon parallel angeordnet.

Auch hier gilt wieder: die Schieferung der Kieseltonschiefer und ihre Metamorphose = Metamorphose *C* war bereits völlig abgeschlossen, als die S. Q. sie durchtränkten.

Die S. Q. führen neben den vom Nebengestein aufgenommenen Schieferstücken, den Chlorit- und Serizitschuppen auch noch Pyrite, verrostete Ankerite und, wenn sie in manganreiche Partien eindrangen, auch Mangankarbonate. Wo Fahlerz vorkommt, zum Beispiel auf der Nordseite des Kleinen Recknerwestgrates, unterhalb P. 2645, verrät es sich durch einen feinen Malachitüberzug des Quarzes.

Die S. Q. wurden bei den großen Faltungen nachträglich noch gefaltet, wie man zum Beispiel am Nederer, ferner östlich

des Großen Reckners bei P. 2348, sodann östlich der Schoberlacke in Schuppe *A* sehr gut beobachten kann.

Die ungefalteten S. Q. zeigen u. d. M. folgendes Bild: An der Gangwand treten schmale, lanzettförmige, senkrecht zu den Gangwänden stehende, in der Gangmitte rundlich miteinander verzahnte, frische Quarzkörner auf. Die gefalteten S. Q. hingegen zeigen streifig auslöschende, ganz oder teilweise zerbrochene, aber auch unzerbrochene, miteinander verzahnte, große Quarzkörner. Im Obertarntal bei P. 2740 führen die gefalteten S. Q. auch noch zahlreiche zwillingslamellierte, mit den Quarzkörnern verwachsene, undulös auslöschende und zerbrochene Albite.

4. Petrographie einer Übergangsserie von Tonschiefern zu Kieseltonschiefern.

(Genommen vom nördlichen Teil des Kreuzjöchel-Mießlkopfgrates.)

Man hat zunächst dichten, hellgelben Tonschiefer. U. d. M. zeigt sich nur eine undurchsichtige, tonige Grundmasse mit regellos verteilten klastischen Quarzkörnern mit rundlicher und länglicher Gestalt und feine, nach einer Richtung parallel angeordnete Serizitschuppen.

Dann folgen glänzende, grauschwarze Tonschiefer. Es treten schon die zahlreichen, feinkörnigen, mit Serizitschuppen, Limonit und kohliger Substanz imprägnierten Quarzkörner der Kieseltonschiefer auf, dann wieder einzelne, große, klastische Quarzkörner und selten auch schon ein zwillinggestreiftes, mit den Quarzkörnern verwachsenes, neugebildetes oder zugeführtes Albitkorn. Zwischen diesen Mineralien liegen noch verrostete, eisenreiche Karbonate und einzelne gewundene, parallel angeordnete Serizitstreifen.

Zuletzt erhält man die makroskopisch wie mikroskopisch von den echten Kieseltonschiefern des Nederers nicht mehr unterscheidbare grünviolette Art (1. Art) der Kieseltonschiefer.

5. Petrographie der Quarzserizitschiefer.

a) Ohne Dolomitgerölle.

Es gibt eine dichte, schieferige, serizitarme, weiße, schwach seidenglänzende und eine dichte oder mehr körnige, schieferige, mehr serizitreiche, schmutziggrüngraue Art.

Die erste Art besteht aus feinen, miteinander verzahnten, reinen Quarzkörnern, zwischen denen unregelmäßig verteilte größere, eckige, rundliche oder längliche oder unregelmäßig geformte, klastische Quarzkörner und rundliche Turmalinkörner liegen. Die großen wie kleinen Quarzkörner löschen normal und streifig aus. Zwischen sie ziehen sich sehr dünne und längliche Bänder von schwach grünlich gefärbtem Serizit, welcher dem Gestein manchmal einen leichten grünlichen Ton verleiht. Diese weißen Quarzserizitschiefer werden von den S. Q. durchschnitten. Sehr gut ist dies im Grübelkar bei P. 2268 zu sehen.

Die zweite Art besteht aus quarzigen und serizitischen Lagen, welche alternieren und durcheinandergeknetet sind. Die quarzige Lage setzt sich aus feinen, miteinander verzahnten und mit Serizit- und Chloritschuppen imprägnierten Quarzkörnern zusammen, welche mit seltenerem und unregelmäßig verteiltem Kalzit vermischt sind, der sich lokal zu kleinen Nestern anreichert. Dazwischen liegen größere, isolierte, eckige und rundliche oder längliche, ebenfalls klastische Quarzkörner, welche entweder nur am Rande oder nur in der Mitte oder zur Hälfte, oder schon ganz in kleine Quarzkörner zertrümmert sind. Auf Klüften der nicht ganz zertrümmerten Quarzkörner treten hineingepreßte Serizitschuppen auf. Zwischen allen feinen Quarzkörnern liegen auch noch öfter zwillingsgestreifte, verrostete Karbonate, ferner Pyrite, auch verzahnter zwillingsgestreifter Albit kommt vor, welcher selbst wieder Karbonate einschließt.

Zwischen diesen quarzigen Lagen ziehen nun die dünnen, mit etwas grünem Chlorit verwachsenen, parallelen Serizitbänder hindurch.

Die S. Q. führen hier bei den Serizitschiefern viel Kalzit, er ist mit den Quarzkörnern der Gänge verzahnt, welche bereits wieder zerdrückt sind oder nur streifig auslöschen.

Die Quarzserizitschiefer sind demnach metamorphe, tonführende Quarzsande, deren Ton durch die Metamorphose *C* zu Serizit und Chlorit umgewandelt wurde, deren Quarzkörner gestreckt und ausgewalzt wurden. Nach ihrer Metamorphose wurden sie noch von den S. Q. durchtränkt.

b) Quarzserizitschiefer mit Dolomitgeröllen.

Die weißen jurassischen Quarzserizitschiefer führen an vielen Stellen, so im Klammtal bei P. 2268 und auf der Südseite des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtal sowie zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold kleinere, bald mehr rundliche, bald mehr eckige Geröllstücke von Kössener oder Triasdolomit, welche silifiziert oder von kleinen Quarzgängen, die in der Masse der quarzitischen Partien ihren Ursprung nehmen, durchsetzt sind. Diese Silifizierung und die kleinen Quarzgänge sind nicht auf die S. Q., sondern auf die Metamorphose *C* zurückzuführen, welche die in den Sanden der Quarzserizitschiefer liegenden aufgearbeiteten Dolomitstücke verkieselt hat. Man kann u. d. M. sehr gut sehen, daß die Quarzgänge, welche die Dolomitstücke durchsetzen, aus der Masse der Quarzserizitschiefer entstehen, daß sie in den Dolomitgeröllen auskeilen und neugebildete Dolomitrhomboeder und unregelmäßige dolomitische Partien umschließen.

6. Petrographie der sandigen regenerierten Dolomite.

Sie sind eine Mischung von feinem Trias- und Kössener Dolomit und von Quarzsand, besitzen eine bläulichgraue, schwärzlichgraue, oft bräunlich anwitternde Oberfläche und werden dicht bis feinkörnig. Sie sind auch etwas schieferig entwickelt (zum Beispiel

am Südgipfel der N. Schoberspitze) und von wenigen feinen Serizitschuppen bedeckt.

Ihre Grundmasse besteht beim dichten Typus aus länglich entwickelten serizitführenden, feinen oder beim feinkörnigen Typus aus größeren, rundlichen, eckigen oder lappigen, oft zerbrochenen und undulös auslöschenden Quarzkörnern. Diese sind vermischt mit gleichmäßig verteilten, einschlußreichen Dolomitkörnern und Dolomitrhomboedern. In dieser Art von Grundmasse liegen noch seltene, mit den Quarzkörnern verzahnte, zwillingsgestreifte Albite. Auch braune Turmaline, ganze oder zerbrochene Säulchen bildend, kommen vor, ferner noch Pyrite, Anatas und viele Serizitschuppen.

Das ganze Gestein ist ein metamorpher, mit Quarzsand und Ton gemischter Dolomitgrus mit neugebildetem Serizit, Albit und Dolomitrhomboedern und mit Strukturänderungen der Quarzkörner.

Die S. Q. wurden in dem nur wenig mächtigen und nur lokal auftretenden Gestein nicht angetroffen.

Charakter der Metamorphose C.

In den vorangehenden Abschnitten wurden die Wirkungen der Metamorphose der mesozoischen Gesteine = der Metamorphose *C* der Tarntaler Berge geschildert.

Es wurden hervorgehoben die Umwandlung des Tones zu Glimmer und Chlorit, die Neubildung von Albit, Granat, Apatit, es wurde Erwähnung getan der mechanischen Kräfte, welche die Metamorphose *C* begleitet haben müssen und welche die Strukturänderungen im Mineralbestande verursacht haben, es wurden genannt die nach der Metamorphose *C* auftretenden sekundären, selbständigen Quarzgänge (S. Q.).

Nunmehr soll die Frage berührt werden: Können wir die nachgewiesene Metamorphose sämtlicher mesozoischen Gesteine als eine Metamorphose der Tiefenstufen oder als eine Dynamometamorphose, hervorgerufen durch orogenetische Prozesse, ansprechen?

Eine Belastungsmetamorphose nach dem Gesetz der Tiefenstufen scheint nicht vorzuliegen, dagegen spricht schon der stark wechselnde Charakter der Metamorphose. Ferner ist bis jetzt der sichere Nachweis nirgends erbracht worden, daß die Tarntaler Berge einst von genügend mächtigen Gesteinsmassen, etwa von großen „Decken“ überlagert worden sind. Man wird also für die Hauptursache der Metamorphose der mesozoischen Gesteine die mechanischen Kräften angeben, welche die Überschiebungen mit Faltungen ausgelöst haben.

Aber auch diese Deutung stößt auf große Schwierigkeiten, denn 1. trafen die Überschiebungen in den Tarntaler Bergen bereits metamorphe Gesteine an (cfr. die mechanische Beimengung von schon geschieferten Triasquarzit- oder Juraquarzserizitbrocken bei den Jurakonglomeraten), 2. ist bis jetzt noch nicht der experimentelle Beweis erbracht worden, daß durch solche Gebirgs-

bewegungen, wie sie in den Tarntaler Bergen erfolgten, aus Ton Serizit, Albit, Turmalin und Granaten neu gebildet werden können. Nirgends sind in den nördlichen Kalkalpen, wo doch ganz gewiß ebenso starke und große tektonische Bewegungen erfolgten wie in den Tarntaler Bergen, wo in den Schichten ebensoviel Ton, ebensoviel Gebirgsfeuchtigkeit vorhanden war, jemals authigene Serizite, Turmaline, Albite oder Granatkristalle nachgewiesen worden.

Alle diese Betrachtungen legen den Schluß nahe: Für die Metamorphose der mesozoischen Gesteine der Tarntaler Berge ist vielmehr ein entfernt gelegenes Eruptivgestein, vielleicht ein Granit, verantwortlich zu machen, welches die unbedingt notwendige Hitze und die borhaltigen und Eisenglanz erzeugenden Dämpfe und vielleicht zuletzt die sekundären erzführenden Quarzalbitgänge lieferte.

Die Hitze ist als Hauptursache der Metamorphose *C* anzusehen. Es waren aber vom Beginn der Metamorphose *C* an bis zum Abschluß der großen Faltungen, bei welchen die sekundären Quarzgänge (S. Q.) noch gefaltet wurden, mit zeitweiligen Unterbrechungen tektonische Kräfte in Tätigkeit.

Während der Metamorphose *C* verursachten diese zum Beispiel die parallele Anordnung der neugebildeten Glimmer- und Serizitschuppen in den Quarzkörnern, Streckung und parallele Anordnung der gesteinsbildenden Mineralien, hauptsächlich des Quarzes und Kalzits. Während der Metamorphose *C* wurden die eben neu gebildeten Glimmer und Serizithäute jetzt schon etwas mit den übrigen Mineralien verflochten und gefältelt. Nach der Metamorphose *C* erreichte die Wirksamkeit der tektonischen Kräfte ihren Höhepunkt. Es traten nunmehr die großen Überschiebungen und die Gesteinsvermischungen bei den Jurakonglomeraten und bei den Rauhwacken auf.

Hierauf folgte eine Periode der Ruhe, sie ist gekennzeichnet wahrscheinlich durch erneute Eingriffe des Eruptivgesteins, nämlich durch die sekundären Quarzgänge (S. Q.). Diese sind sicher Produkte heißer Lösungen, besitzen die Fähigkeit, Albit auszukristallisieren und in den bereits bei der Metamorphose *C* fertiggestellten Glaukophanschiefern völlige Umkristallisierung der Glaukophanhornblende hervorzurufen. Die S. Q. zeigen durch die Form ihres Auftretens sowie durch ihre gelegentliche Erzführung ihre Selbständigkeit an. Würden sie zum Beispiel nur flüssiggewordener Quarz aus den sandreichen Sedimenten der mesozoischen und paläozoischen Schichten sein, dann blieben ihre Erzführung unverständlich.

Nach den sekundären Quarzgängen begannen die tektonischen Kräfte noch einmal zu wirken, sie erreichten nicht mehr ganz ihre frühere Intensität, sie verursachten jedoch sehr intensive Faltungen aller Gesteine und ihrer sekundären Quarzgänge.

C. Petrographie der „Serpentinvorkommnisse" der Tarntaler Berge.

Übersichtstabelle der Eruptiva der Tarntaler Berge.

	Feldspatarme Spaltung.	Stammagma.	Feldspatreiche Spaltung.
Muttergesteine	Gabbro biotitreich und hornblendeführend.	Diallagit weitaus vorherrschend, feldspatfrei, biotit- und hornblendeführend.	Diabas biotit- und hornblendefrei.
Umwandlungsprodukte	Serpentin Uralitische Hornblende und Chlorit.	Serpentin des Lagers und der Lagergänge.	Diabas epidotisiert und chloritisiert.

Fig. 16.

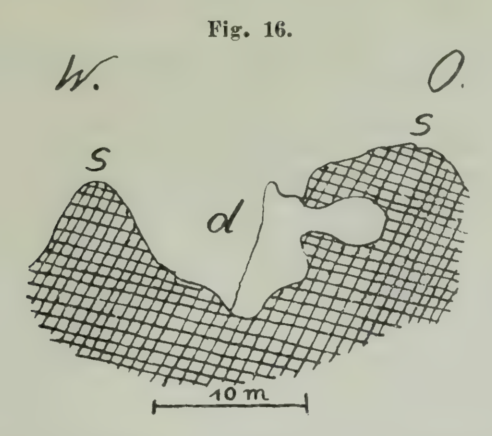


Fig. 16 zeigt das Auftreten von Chloritfels (*d*) im Serpentin (*s*) an der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner.

Wer vom Staffelsee zur tiefsten Stelle der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner emporsteigt, der findet alle in der Übersichtstabelle angegebenen Gesteine. Aus Serpentin besteht der Große und der Kleine Reckner, aus Chloritfels eine Gesteinslinse mitten im Serpentin an der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner (cfr. Fig. 16).

Mehr oder minder chloritisierte und serpentinisierte Gabbrofundstücke, desgleichen Diabas- und Diallagitstücke trifft man vereinzelt im Schuttkegel südlich und unterhalb des Chloritfelsvorkommnisses an.

I. Petrographie des frischen Diallagits.

Makroskopisch erscheint er rötlichbraun und ist infolge einer teilweisen Serpentinisierung lokal grünlich gefärbt. Im übrigen ist

er sonst frisch. U. d. M. sieht man, daß das Gestein fast ausschließlich aus Diallagen, ferner aus wenig Hornblende und sehr wenig Serpentin und Titanit besteht.

Der Diallag bildet große, rundliche, mit zackigen Rändern versehene Körner, welche streifige Auslöschung und gebogene Spaltrisse besitzen. Die Körner bilden lokal noch zusammenhängende Partien. Manches Diallagkorn ist stellenweise in Serpentin umgewandelt, ein anderes umschließt nicht selten schmale Streifen oder Nester einer sehr charakteristischen rötlichbraunen Hornblende. Bei den tektonischen Bewegungen wurden die oben genannten zusammenhängenden Diallagpartien fast ganz in ein Aggregat von sehr feinen, runden, aber frischen Diallagkörnern zerrieben, zwischen denen hie und da ein noch nicht ganz zermalmtes größeres Diallagkorn liegt. Das feine Pyroxenzerreibsel ist vermischt mit Fragmenten gleichfalls zerstückelter, brauner, charakteristischer Hornblende. Es treten in ihm auch einzelne große, von der Zertrümmerung verschont gebliebene Hornblendekörner, desgleichen kleine Serpentinnester auf. Letztere enthalten oft zahlreiche, beim Serpentinisierungsprozeß neu gebildete Strahlsteinschuppen.

Das Gestein kann als ein sehr wenig serpentinisierter, aber mechanisch stark beeinflußter Diallagit angesprochen werden.

II. Petrographie der gabbroiden Spaltung des Diallagits.

Es ist ein grob- bis gröbstkörniger Diallagfels mit Biotit, Hornblende und wenig Plagioklas.

Makroskopisch erkennt man bis zu 1, ja sogar bis zu 5 *cm* lange, regellos durcheinander gewachsene und geknetete, mit zahllosen feinen, parallelen Spaltrissen versehene Diallage von rötlich bis schwarzbrauner Farbe. Mit diesen sind sehr häufig dicke, verbogene Pakete oder unregelmäßige Aggregate bildende Biotitblätter verwachsen oder verknetet.

Die Biotite sind entweder frisch, dann von brauner Farbe, oder sie sind gebleicht und in Chlorit umgewandelt, dann von hellem grünlichweißen Aussehen. An manchen nicht anstehenden Fundstücken ließ sich deutlich erkennen, wie bereits zu Chlorit umgewandelte Biotitmassen in ein völlig frisches Diallagindividuum hineingepreßt wurden. Die Umwandlung des Biotits zu Chlorit (durch die postvulkanischen Prozesse) war also bereits erfolgt, als die späteren tektonischen Kräfte, welche die Überschiebungen und Faltungen verursachten, die Gesteine noch mechanisch beeinflußten. Manchmal, zum Beispiel in der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner, hatte sich der Biotit zu Biotitfels angereichert gehabt, welcher dann beim Serpentinisierungsprozeß zu Chloritfels wurde. Die mikroskopische Untersuchung der gabbroiden Spaltung ergibt, daß außer dem schon makroskopisch sichtbaren Diallag, Biotit und Chlorit noch dreierlei Hornblende, ferner etwas Feldspat, Titansäuremineralien und Serpentin vorhanden sind.

Der Diallag bildet große, meistens frische, oft mit sehr stark verbogenen Spaltrissen versehene Körner mit normaler und streifiger

Auslöschung oder mit beginnender Mörtelstruktur, welche erst bei gekreuzten Nikols deutlich wird.

Die großen Körner sind mit Pflasterstruktur versehen, aus ihrer Zertrümmerung sind sehr oft kleinere Körner mit verzahnter Struktur hervorgegangen. Diese Zerlegung in kleine Körner findet gern zwischen zwei parallellaufenden Spaltrissen statt. Die Hornblende tritt in dreierlei Form auf. Ziemlich häufig ist die stark pleochroitische, charakteristische, primäre, braune, schon mehrmals genannte Hornblende (tief gelblichbraun, wenn die Schwingungsrichtung des Polarisators parallel der Hauptzone und rötlichhellbraun, wenn sie senkrecht zu derselben verläuft). Sie tritt selbständig oder in Verwachsung mit den Diallagkörnern auf. Im ersteren Falle bildet sie rundliche Körner oder unregelmäßig geformte Partien innerhalb der Diallagkörner, welche lokal ebenso wie diese wieder in kleinere Stücke zertrümmert sind. Im zweiten Falle bildet sie schmale, zumeist den Spaltrissen parallel verlaufende Streifen oder mitten im Diallag auftretende, rundliche und unregelmäßig geformte Nester, die teilweise schon wieder in feinschuppigen grünlichen Chlorit umgewandelt wurden.

Mit dieser primären braunen Hornblende verwachsen kommt gar nicht selten eine grüne primäre Hornblende vor mit einem Pleochroismus von bräunlichgrün dann, wenn die Hauptzone parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators und gelblichhellbraun, wenn sie senkrecht zu derselben steht. Die grüne Hornblende umsäumt auch manchmal die braune vollständig, beide gehen dann mit Zonarstruktur allmählich ineinander über.

Die dritte Art von Hornblende ist jedenfalls sekundär aus dem Diallag entstanden (uralitische Hornblende), es ist eine lichte, strahlsteinartige Hornblende, welche pallisadenartig aus den Rändern der Diallage hervorwächst und auch mit den Feldspaten und den umgewandelten Biotiten verknetet oder verwachsen vorkommt.

Der sehr selten auftretende Feldspat, ein Oligoklas-Andesin, ist immer stark zertrümmert, doch sind einzelne große, guterhaltene Partien mit breiten Zwillingslamellen vorhanden.

Der mit Spaltrissen versehene Glimmer, brauner Biotit, ist zumeist stark gebleicht, dann nicht mehr pleochroitisch, oder er ist unter Abscheidung von Titansäuremineralien bereits ganz in Chlorit umgewandelt.

Die gabbroide Spaltung besitzt wie das Stammagma noch Partien mit ursprünglicher Anordnung der Diallagkörner. Bei den aus Feldspat, frischen und umgewandelten Biotiten, Titansäuremineralien und Strahlstein zusammengesetzten Teilen des Gesteines ist infolge der starken Durcheinanderknetung keine ursprüngliche Mineralanordnung mehr zu erkennen. Man kann das eben beschriebene Gestein einen Gabbro nennen, dessen Diallage noch ziemlich frisch sind, während der Biotit und die Hornblenden schon chloritisiert wurden. Nach der Metamorphose wurde das Gestein mechanisch noch stark beeinflußt.

III. Petrographie der Diabasfazies des Diallagits.

Sie besitzt eine grünliche Oberfläche, wittert dunkelbraun an und weist Klüfte auf, welche Quarz der S. Q. enthalten.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß das Gestein mit den übrigen bereits beschriebenen im Zusammenhang gebracht werden muß und daß es nicht etwa eine selbständige spätere Gangbildung darstellt. Das Gestein setzt sich vorherrschend zusammen aus Feldspat und Epidot, viel weniger häufig ist Chlorit, Titanit und verrostete Magneteisenkörner. Seltener als diese sind Kalzit, Quarz und Rost.

Der Feldspat ist wie bei der gabbroiden Spaltung ein Oligoklas bis Andesin, er ist meistens zerdrückt und verbogen und löscht streifig aus. Die einzelnen zerbrochenen Teile sind gegeneinander verschoben. Er bildet lange, schmale oder breite Leisten mit gutentwickelten, oft sehr zahlreichen Zwillingslamellen oder er setzt mehr rundliche, mit unregelmäßigen Rändern versehene Körner zusammen. Ferner enthält er zahlreiche eingewanderte Chloritschuppen oder wenige, neugebildete Serizitfetzen. Im Dünnschliff läßt sich noch eine schwach angedeutete Richtung auffinden, nach welcher die Mehrzahl der Feldspate etwas parallel angeordnet ist (Wirkung der mechanischen Kräfte, welche nach der Metamorphose *C* auftraten). Aber sehr oft bilden die Feldspate auch von Epidot oder Chlorit, Titanit, Rost und Magneteisen ausgefüllte, dreieckige Interstitien oder sie besitzen eine völlig regellose Anordnung.

Der oft mit Spaltenrissen versehene Epidot tritt in zweierlei Formen auf. Die eine zeigt noch seine Entstehung aus dem Feldspat. Es finden sich gar nicht oder sehr schöne zwillingslamellierte Feldspatleisten, welche bis auf wenige Teile in der Mitte oder an den Enden epidotisiert sind, umgekehrt gibt es wieder solche, von denen nur die Mitte oder nur eine Zwillingslamelle in Epidot umgewandelt ist. Häufig umschließt auch ein Epidotkorn ein noch nicht umgewandeltes, rundes, kleines Feldspatkorn; oder das mittlere Stück eines zwillingslamellierten Feldspates wurde in ein analoges, ebenfalls zwillingslamelliertes Epidotstück umgewandelt.

Die zweite Form des Epidots besteht in langgestreckten oder rundlichen, manchmal sehr unregelmäßig geformten und zwillingslamellierten, selbständig auftretenden Körnern. Diese liegen zwischen den Feldspaten oder den Chloritmassen und reichern sich hie und da zu länglichen gangartigen Partien an.

Der grüne, manchmal etwas strahlig angeordnete Chlorit bildet die Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspäten und Epidoten. Er stellt jedenfalls die umgewandelte, einstmals stark zurücktretende Diallaggrundmasse des Gesteines dar. Er füllt auch sekundäre Spalten in den Feldspaten oder in den Epidotindividuen aus. Die feinen grünlichen Häkchen und Schuppen, welche den Feldspäten auf mikroskopisch nicht wahrnehmbaren Spalten sekundär beigemengt wurden, sind bereits erwähnt worden.

In den sekundären Chloritgängen finden sich auch Nester von verzahnten, streifig auslöschenden oder mit Mörtelstruktur ver-

sehenem Quarz. Er ist entweder sekundär aus dem Diabas entstanden oder stammt wahrscheinlicher aus den S. Q. Der Quarz besitzt nicht selten sechsseitige Umrisse, enthält Chloritschuppen und wenig sekundär entstandenen oder durch die S. Q. zugeführten Kalzit.

Der Titanit findet sich meistens mit Leukoxen überzogen vor allem in den sekundären Chloritgängen des Gesteines.

Das oft stark verrostete Magneteisen erscheint in den Chloritgängen und auf den Spalten der Feldspate und Epidote.

Nach Mineralbestand und Struktur muß das beschriebene Gestein zu den Diabasen gestellt werden. Der Diallag ist jetzt ganz zu Chlorit umgewandelt, welcher sekundär auf Spalten in die Feldspate eindrang. Die Feldspate hingegen wurden epidotisiert und etwas serizitisiert. Nach den Umwandlungsprozessen wurde das Diabasgestein noch stark mechanisch beeinflußt, dafür sprechen besonders die zerbrochenen und schwach parallel angeordneten Feldspate. Auch die S. Q. treten in ihm auf.

Fassen wir susammen:

In den Tarntaler Bergen, in der Scharte zwischen den beiden Recknern lassen sich heute noch inmitten von großen Serpentinmassen, einige felsbildende Reste eines Diallagits, Gabbros und Diabases finden.

Durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion der Serpentinmuttergesteine folgten, wurde die Hauptmenge des weitaus vorherrschenden Diallagites zu Serpentin umgewandelt, seine nur wenig mächtig ausgebildete gabbroide Spaltung chloritisiert, serpentinisiert oder uralitisiert. Seine Diabasfaziens epidotisiert und chloritisiert.

IV. Petrographie des serpentinisierten Diallagits (Stammagmas).

(Serpentingesteine mit Mineralresten des Diallagits. Serpentingesteine des Lagers und der Lagergänge.)

Die mächtigen Serpentinkegel des großen und kleinen Reckners in der Schuppe B_2, ferner hauptsächlich die inneren Teile der Lagergänge der Schuppe B_2 und A bestehen aus einem massigen, ziemlich homogenen Serpentin von dichter Beschaffenheit und dunkelgrüner bis schwarzgrüner Farbe.

Er wittert braun oder gelblich braun an und ist zumeist von zahllosen glatten, glänzenden, unregelmäßig verlaufenden Rutschstreifen durchsetzt.

Am Aufbau dieses Serpentingesteines sind folgende Mineralien beteiligt: Weitaus vorherrschend ist das Serpentinmaterial selbst, hierzu kommt viel Chlorit, zahlreich sind Diallage und Erze, wie Magneteisen, Chromeisen und Pyrit, häufig ist Titanit und dessen Zersetzungsprodukt, der Leukoxen, ferner die charakteristische braune Hornblende, desgleichen grüne Hornblende. Sehr zahlreich treten Karbonate (meistens Kalzit, seltener Ma-

gnesit) auf. Auch Epidot findet sich, desgleichen seltene Fetzen von Biotit; Olivin, der nach Rothpletz im Serpentin des Reckners vorkommt, konnte nicht wieder gefunden werden, es ist aber ganz gut möglich, daß er akzessorisch wird. Das Serpentinmineral, der Chlorit, die Erze, nämlich Magneteisen und Pyrit und sehr wahrscheinlich auch das Chromeisen sind sicher Umwandlungsprodukte. Zu den Mineralien des Serpentinmuttergesteins, des Diallagits, welche nur teilweise oder gar nicht verändert wurden, gehört der Biotit, der Diallag und die mit dem Diallag verwachsene, braune, charakteristische Hornblende.

Zugeführt wurde vor allem der größte Teil der Karbonate (Kalzit und noch etwas Epidot). Letzterer kann von den epidotisierten Feldspaten der diabasischen Spaltung abgeleitet werden.

Das Serpentinmineral.

Es steht mit keinem der Resultate, welche die Untersuchung zahlreicher Schliffe geliefert hat, im Widerspruch, wenn man das Serpentinmineral als Chrysotil bezeichnet, welcher in seinen optischen Eigenschaften und in seiner Ausbildungsform mannigfachem Wechsel unterworfen ist.

Das Mineral hat eine Lichtbrechung, welche zwischen 1·57 und 1·55 wechselt, ist meistens gefärbt und besitzt dann einen starken oder schwachen Pleochroismus von bräunlichgelb zu grünlich, letzterer Farbe ist oft ein schwacher bläulicher Ton beigemengt. Varietäten mit kräftigem Pleochroismus sind auch stark licht- und doppelbrechend. Die Interferenzfarben sind nieder und normal. Es treten graublaue, gelbliche und graulichweiße Interferenzfarben der ersten Ordnung auf. Das Mineral ist optisch positiv und hat positiven Charakter der Hauptzone.

Im allgemeinen lassen sich vier Arten seines Auftretens unterscheiden.

Zwei davon sind noch an das Diallagmineral gebunden. Die übrigen liefern selbständige gangförmige Gebilde.

Durch Zersetzung des nicht mit zahlreichen Spaltrissen versehenen Diallag-Individuums, die ganz so erfolgte, wie sie für serpentinisierten Olivin so bezeichnend ist, entstand ein mehr oder minder regelmäßig entwickeltes, meist durch spätere, mechanische Vorgänge stark gestörtes Chysotil-Maschennetz.

Eine typische Masche setzt sich aus je zwei, bald langen, bald kurzen, stark pleochroitischen Quer- und Längsbalken zusammen, welche einen meist farblosen Kern umschließen.

Der einzelne Balken ist bläulichgrün, wenn seine Längserstreckung parallel zur Schwingungsrichtung des *P.* und braungelb, wenn er senkrecht zu derselben steht. Die jeweils parallel laufenden Balken der einzelnen Maschennetze zeigen immer gleichen Pleochroismus und löschen gleichzeitig aus. An den Rändern und in der Mitte der Balken finden sich unregelmäßige Züge von Körnern oder Oktaedern von Magneteisen. Letzteres

bildet auch parallele, blätterartige oder nadelförmige Partien, welche mit dem Serpentin alternieren und senkrecht zu den Wänden der Balken stehen, so daß eine Art Leiterstruktur entsteht.

Der von den vier Balken eingeschlossene Serpentinkern ist zumeist farblos und hat eine geringere Lichtbrechung und eine niedere Doppelbrechung als die Balken. Er löscht streifig aus und besitzt schwarzgraue Interferenzfarben. Er zeigt oft faserige Struktur und ist von Körnern, Trichiten, Globuliten und Oktaedern des Magneteisens reichlich erfüllt oder umsäumt. Auch die Kerne der Serpentin-Maschennetze zeigen gemeinsame Dunkelstellung. Ganz die gleiche Serpentinart, wie sie die eben beschriebenen Maschkerne bildet, kommt schmal, oft linsenförmig ausgebildet in der Mitte der Balken vor. In seinem optischen Verhalten, zum Teil auch in der Ausbildung unterscheidet sich der Serpentin der Maschenkerne in keiner Weise von den später zu beschreibenden Bastiten.

Anormal wird das geschilderte Maschennetz dadurch, daß die Längs- und Querbalken sich nicht mehr berühren, sondern an beiden Enden lanzettförmig sich zuspitzen. Dadurch wird oft die Blätterstruktur eines Antigoritserpentins vorgetäuscht.

Aus den Schliffen ist unmittelbar zu ersehen, daß das Ausgangsmineral für den geschilderten Maschennetzserpentin der Diallag ist.

Man findet nämlich viele Diallagkörner von zahlreichen, stark pleochroitischen, magneteisen-, etwas seltener karbonatführenden Serpentingängen durchzogen, ganz so, wie es bei serpentinisierten Olivinkörnern der Fall ist. Diese Gänge verlassen nun die Diallagkörner, ohne im geringsten ihre Eigenschaften zu ändern und bilden die Balken eines mehr oder minder regelmäßig ausgebildeten Maschennetzes. Nur schließen sie manchmal an Stelle der vorhin beschriebenen, meist farblosen und schwach licht- und doppelbrechenden Serpentinkerne ein noch nicht zu Serpentin umgewandeltes Diallagkorn ein.

Wir können uns nun ein Bild vom Serpentinisierungsvorgang des nicht mit zahllosen Spaltrissen versehenen Diallagindividuums machen:

Das einzelne Diallagindividuum wurde von allen Seiten von den zirkulierenden und zersetzenden postvulkanischen Lösungen angegriffen. Die Lösungen bevorzugten Stellen geringeren Widerstandes, zum Beispiel unregelmäßige Sprünge und Risse. Es entstand so im einzelnen Kristall ein mehr oder minder regelmäßiges Maschennetz, vergleichbar dem Olivinmaschennetz der Olivinserpentine. Auf den Gängen desselben bildet sich unter Abscheidung von Magneteisen das Chrysotilmineral. Der Absatz des Serpentinminerals und des Magneteisens erlag nun besonderen Gesetzen.

Das Erz schlug sich zumeist an den Wänden der Gänge (Balken) nieder, Oktaeder oder unregelmäßige Körner bildend.

Das Serpentinmineral hingegen setzte sich, die Gänge ausfüllend, meistens senkrecht zu den Kluftwänden ab. Man findet nämlich des öfteren eine senkrecht zu den Wänden der

Gänge stehende feine Faserstruktur des Serpentins, ferner lassen parallele, mit dem faserigen Serpentin alternierende Magneteisenblätter, die senkrecht zu den Gangwänden stehen, darauf schließen, daß die ihnen zwischengeschalteten Serpentinpartien ebenfalls senkrecht zu den Gangwänden orientiert sind.

Die Tatsache jedoch, daß stark verästelte und gewundene Gänge ebenfalls gemeinsam auslöschen, kann durch die Annahme, daß das schuppige Serpentinmaterial senkrecht zu den Kluftwänden anschließt, nicht erklärt werden, denn bei einem gewundenen Gang, welcher aus Individuen besteht, die alle senkrecht zu den Gängen aufgewachsen sind, herrscht keine gemeinsame Orientierung, mithin auch keine gemeinsame Auslöschung und kein einheitlicher Pleochroismus.

Man muß hier vielmehr von einer vorherrschenden Richtung sprechen, nach welcher die Individuen gewachsen sind.

Die Ursache zu dieser gemeinsamen Orientierung entstand jedenfalls während der Umwandlung des Diallags zu Serpentin. Vielleicht ist sie in den Druckkräften zu suchen, welche bei dieser Umwandlung auftraten.

Diese Druckkräfte bildeten sich möglicherweise dadurch, daß das wasserhaltige Magnesiumsilikat, der Serpentin, mehr Raum beansprucht als der Diallag.

Die Druckkräfte entstanden und wirkten so lange, als das Gestein von den zersetzenden Lösungen beeinflußt war und pflanzten sich innerhalb der miteinander in Verbindung stehenden und von den Lösungen erfüllten Gänge fort. Durch Addition der kleinen, bei der Zersetzung je eines Diallagindividuums entstandenen Teildrucke summierte sich ein hinreichend großer Gesamtdruck, welcher die jeweils sich neubildenden blätterigen Serpentinindividuen sofort zwang, sich senkrecht zu der Richtung des herrschenden Gesamtdruckes abzusetzen.

So könnte die Lage des einzelnen Serpentinindividuums durch die Kräfte bestimmt werden, die es bei seiner Entstehung hervorruft und vermittels der zirkulierenden Lösungen den übrigen nahe- und fernliegenden Individuen mitteilt.

Möglich wäre es auch, daß beim Serpentinisierungsprozeß tektonische Kräfte die vorhin gemeinsam geschilderte Orientierung hervorriefen. Doch haben wir für das Vorhandensein solcher Kräfte keine Anhaltspunkte. Daß viel später wirkende Druckkräfte in den bereits völlig fertiggestellten Chrysotilgängen eine gemeinsame Orientierung der Serpentinblätter hervorgerufen haben, ist nicht sehr wahrscheinlich, denn die Mineralien des Nebengesteines der Gänge zeigen nicht die dann notwendigerweise ebenfalls eintretende parallele Anordnung. Mit der Herausbildung des eben geschilderten Chrysotilmaschen- oder Balkennetzes hat das Diallagindividuum des Serpentinmuttergesteines die erste Etappe beim Serpentinisierungsprozeß durchlaufen. Viele Diallage werden

heute im Gestein angetroffen, welche nur diese Etappe mitgemacht haben.

Meist haben jedoch zirkulierende Lösungen, welche den zuerst zersetzenden bald nachfolgten, die von den früheren Gängen verschonten und umsäumten Diallaginseln wieder gemeinsam zu faserigem Serpentin umgewandelt. So entstanden die gemeinsam auslöschenden Serpentinkerne der Netzwerke. Jedoch auch bei dieser zweiten Etappe bleiben noch einzelne Diallagreste innerhalb des Maschennetzes erhalten.

Durch Serpentinisierung des mit zahllosen, sehr feinen, parallelen Spaltrissen versehenen Diallagindividuums, wie es frisch und mikroskopisch und makroskopisch sichtbar den Diallagitfels der Tarntaler Berge bildet, entstanden hier die sogenannten „Bastite“.

Es sind dies hier in den Tarntaler Bergen verschieden große, meist mit unscharfen Rändern versehene, etwas prismatisch entwickelte Pseudomorphosen von Serpentin nach Diallag.

Sie bestehen aus schmalen oder breiten, parallelen, geraden oder stark verbogenen, dann streifig, sonst gerade auslöschenden Chrysotilstreifen, welche oft mit parallelen, sehr feinen, unzersetzten Diallagstreifen alternieren.

Die Oberfläche der Serpentinstreifen ist meist schwach grünlich gefärbt mit geringem Pleochroismus. Sie weist jedoch auch zahlreiche Stellen auf, welche die starke Licht- und Doppelbrechung und den kräftigen Pleochroismus des normalen Maschenserpentins besitzen.

Auch das Magneteisen findet sich in ihm; es hat sich zumeist auf den Spaltrissen abgesetzt oder bildet kleine Züge innerhalb der Pseudomorphosen. Diese Bastite sind wirklich Chrysotil, denn erstens entstammen sie wie der Chrysotilmaschenserpentin ebenfalls aus dem Diallag, zweitens erreichen sie dessen Licht- und Doppelbrechung und Pleochroismus, drittens wurden sie bereits von Blaas[1]) auf Grund chemischer Analysen zu den Chrysotilen gestellt. Hervorzuheben ist, daß die zu Serpentin zersetzten einzelnen Spaltlamellen gemeinsame Auslöschung besitzen.

Bis jetzt wurden zwei Etappen des Serpentinisierungsprozesses verfolgt, welche der einfache und der mit Spaltrissen versehene Diallagit bisher durchmachte. Wir gelangen nun zur Schilderung der dritten Etappe.

Vom Maschenserpentin und den Bastiten unterscheidet sich eine dritte Serpentinvarietät hauptsächlich durch die Art des Auftretens und der Ausbildung. Sie kommt nur in sekundären, sich verästelnden Gängen vor, welche das Serpentingestein und die dasselbe zusammensetzenden Mineralkomponenten durchsetzen. Sie konnten nur bis zu einer Maximalstärke von zirka $1-1^1/_2$ *cm* beobachtet werden.

Diese Serpentinart scheint die Gänge zu bilden, welche nach Blaas aus regeneriertem Serpentin („Faserserpentin“, „Metaxit“

[1]) J. Blaas, „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brennergebiete“. 1894.

oder „Pikrosmin“ bestehen). Makroskopisch fallen sie durch ihre hellgrünen Farben und verrosteten braunen Ränder sowie durch Karbonatführung (Aufbrausen beim Betupfen mit Salzsäure) auf, ferner dadurch, daß sie Stücke von bereits fertiggestelltem Maschenserpentingestein umschließen.

Sie bestehen aus meist farblosem, magneteisenarmem, faserigem Chrysotil, welcher weißgraue Interferenzfarben besitzt und oft senkrecht zu den Kluftgängen abgesondert wurde. *Diese Gänge* haben oft nachträglich eine *starke Stauchung* erlitten, so daß eine Art *Transversalstruktur* sich herausbildete. Es werden nämlich die urpsrünglich mehr oder minder senkrecht zu den Kluftwänden abgesonderten Serpentinfasern gitterförmig von parallelen, wellenförmig gebogenen Faltenzügen durchschnitten (s. Fig. 17).

Fig. 17.



Fig. 17 zeigt die Stauchung eines sekundären Chrysotilganges.

Wo keine solchen sekundären Verbiegungen erfolgt sind, löschen diese sekundären Chrysotilgänge, auch wenn sie vielfach im Gestein sich verästeln, nach den oben angegebenen Gesetzen gemeinsam aus. *Sie durchziehen auch die Bastite und den Maschenserpentin und machen auch vor unzersetzten Diallagkörnern nicht halt.* Sie setzten sich vielmehr in denselben als ächte, früher beschriebene Maschengänge fort.

Diese Erscheinung zeigt, daß die schwächer licht- und doppelbrechenden sekundären Serpentingänge eine Zersetzung von frischem Diallag hervorrufen konnten und daß sie dann stark licht- und doppelbrechend werden, wenn sie sich im Diallagkorn verweilen. Diese Erscheinung drückt die *große Verwandtschaft aus*, welche *zwischen den genannten sekundären Gängen* und dem *Maschenserpentin* besteht.

Es ist deshalb in dieser Arbeit unterlassen worden, den sekundären, heller gefärbten, weniger pleochroitischen und schwächer licht- und doppelbrechenden Serpentinarten Namen wie „Pikrosmin“ etc. zu geben.

Es konnte bei den Serpentingesteinen der Tarntaler Berge festgestellt werden, daß im allgemeinen jede Serpentinart, deren Entstehung aus einfachen oder mit Spaltrissen versehenen Diallagen in Schliffe unmittelbar studiert werden konnte, eine höhere Licht- und Doppelbrechung und einen kräftigeren Pleochroismus besitzt als die an die sekundären Gänge gebundene Varietät.

Wahrscheinlich ist letztere sowie alle schwach licht- und doppelbrechenden und durch schwachen Pleochroismus ausgezeichneten Serpentinvarietäten, eine eisenärmere Verbindung, welche dadurch entstanden ist, daß Lösungen, welche in den bereits fertiggestellten Serpentin eindrangen, diesen auflösten, ihn zum Teil an Ort und Stelle auskristallisierten oder auf Gängen weiter verfrachteten. Die oben genannte Erscheinung, daß sekundäre Chrysotilgänge, wenn sie in bisher unzersetzten Diallagkörnern verlaufen, pleochroitisch werden, würde dann so zu deuten sein, daß die Gänge sich im Diallag mit Eisen aus dem Diallag wieder bereichern und dadurch stärker licht- und doppelbrechend und stärker pleochroitisch werden.

Das makroskopische Auftreten der sekundären Gänge, welche die letzte, dritte Etappe beim Serpentinisierungsprozeß darstellen, wurde schon genannt, so erübrigt nur noch die makroskopische Beschaffenheit der beiden ersten Serpentinarten (Maschenserpentin und Bastite) zu schildern.

Der Maschennetzserpentin bildet den Hauptbestandteil der splitterigen, dunkel- bis schwarzgrünen, stark verruschelten Serpentinmassen der Tarntaler Berge.

Leicht zu erkennen durch vollkommene Spaltbarkeit, ziemliche Erhaltung einer Kristallform, hellgrüne Farbe und eine stark reflektierende Oberfläche ist der verschieden große, sogenannte „Bastit".

Wenn die Serpentingesteine lange den Unbilden der Witterung ausgesetzt sind, überziehen sie sich mit einer dünnen, gelben oder rotbraunen, vom Eisengehalt herrührenden Schicht. Oft zeigt ein Block mit bereits tiefgehender Verwitterung konzentrische Anordnung der verschieden stark angegriffenen Zonen.

Chloritmineral.

Es läßt sich feststellen, daß es häufiger in den randlichen Partien der Lagergänge als in deren Mitte auftritt, doch bildet es auch im Serpentin, hier häufig allerdings erst durch das Mikroskop wahrnehmbare, seltener durch reichliches Magneteisen schwarz gefärbte, schon makroskopisch auffallende Partien. Es ist grünlich, mitunter pleochroitisch, oft mit dunkelblauen anormalen Interferenzfarben versehen; dann wahrscheinlich Pennin. Auch Klinochlor kommt vor.

Wie mehrere Schliffe zeigen, ist der Chlorit in mehreren Fällen zum Beispiel im Serpentin an der Schoberlacke (in der Schuppe *A*) aus der braunen, charakteristischen primären Hornblende entstanden. Doch soll damit nicht angedeutet sein, daß sämtlicher Chlorit die braune Hornblende zum Ausgangsmaterial hat.

Bezüglich eines Minerals, welches fast immer an Kalzit gebunden zu sein scheint, herrscht Zweifel, ob es den Chloriten oder den eisenarmen Serpentinen zugeteilt werden soll.

Es bildet mit mehr oder minder reichlichem Kalzit feine, sich teilende und durchkreuzende, auch parallele, hellgrüne, beim Betupfen mit Salzsäure aufbrausende Gänge, welche aus den kalzitreichen randlichen Partien der Lagergänge oder des Lagers beim Serptintinisierungsprozeß in die zentralen kalzitärmeren oder kalzitfreien Serpentinmassen eindrangen. Das Mineral hat folgende Eigenschaften: Es ist farblos schwach pleochroitisch (grünlich, wenn die Schwingungsrichtung des Polarisators parallel zu seiner Längserstreckung, bräunlich, wenn sie senkrecht zu ihr steht). Seine Lichtbrechung ist schwankend, im allgemeinen geringer als die des stark pleochroitischen Maschenserpentins, die Interferenzfarben sind nieder und sehr wechselnd: dunkelschwarzgrau, hellgraublau oder weißlichgrau oder hellgelb. Die Auslöschung ist gerade, die Hauptzone positiv, das Mineral selbst optisch positiv. Oft ist das Mineral mit strahlsteinartiger Hornblende verwachsen, viel häufiger bildet es selbständig auftretende Schuppen, diese sind entweder unregelmäßig oder regelmäßig im Kalzit verteilt. Im letzteren Falle schließen je vier Schuppen ein rhomboederförmiges, von Kalzit gebildetes Feld ein. Der spitze Winkel dieses Rhomboeders beträgt zirka 60°. Die Schuppen häufen sich auch zu unregelmäßigen oder strahligen Aggregaten an und können auch senkrecht zu den Längswänden stehen. Sie bilden auch einen Ring, welcher polygonale oder kreisförmige Kalzitpartien umsäumt. Die einzelnen Ringe schließen sich zu einem Maschennetz zusammen, das am angewitterten Handstück besonders deutlich wird, da der Kalzit leichter herauswittert als der in Frage stehende Chlorit oder Serpentin.

Pyroxenmineral.

Das Pyroxenmineral (F. E. Suess: Diallag, Blaas: Ägirin, Akmit, A. P. Young: Salit, in vorliegender Arbeit, Diallag) genannt, bildet nie gut erhaltene Kristalle in den Serpentinmassen, sondern nur große oder kleine, unregelmäßig begrenzte Körner, welche streifige Auslöschung, Kataklasstruktur aufweisen und gar nicht selten schon in ein loses Aggregat von Körnern mit korrespondierenden Umrissen zerdrückt sind.

In den Bastiten bildet es, wie schon erwähnt, parallele, schmale, manchmal auch breitere, mit Serpentinstreifen alternierende Streifen, welche sich deutlich durch die hohen Interferenzfarben vom Serpentin abheben.

Wenn nun die Bastite in den Serpentinmassen der Tarntaler Berge nichts anderes sind als ganz oder teilweise zu Serpentin zersetzte, aus feinen Spaltlamellen bestehende Diallage, dann müssen solche an Spaltrissen reiche Diallage in den noch frischen, unzersetzten Resten der Serpentinmuttergesteine sich auffinden lassen. Dies hält nicht schwer, denn, wie bereits geschildert wurde, weist die gabbroide Spaltung an der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner zahlreiche unzersetzte, mit unzähligen, vollkommen parallelen Spaltrissen nach dem Prisma versehene Diallagindividuen auf,

welche von weniger vollkommenen Spaltrissen nach dem Orthopinakoid durchschnitten werden.

Auch innerhalb der Serpentinmassen ist der Diallag teilweise in strahlsteinartige Hornblende umgewandelt, welche pallisadenartig aus den Rändern der Pyroxenite herauswächst. Manchmal liegen innerhalb von Chloritmassen kleine frische Diallagkörner, so daß es den Anschein hat, als sei der Chlorit aus diesen Körnern hervorgegangen.

Erze.

Von den Erzen ist das häufigste das Magneteisen. Sein Zusammenhang mit dem Serpentinchrysotilmineral wurde schon geschildert. In chloritreichen Partien ließ sich hie und da ein bedeutender Gehalt von Magneteisen feststellen. Das Gestein erreicht dadurch ein ziemlich hohes spezifisches Gewicht. Mit dem Magneteisen ist oft Pyrit zu unregelmäßigen Partien verwachsen und stark verrostet.

Das Chromeisen erscheint in sehr unregelmäßigen, braunschwarzen, an den Rändern etwas braun durchsichtigen Formen. Es liegt zumeist im Maschenserpentin und ist von einem Saum stark pleochroitischen Serpentins umgeben. Es schließt Teile von Bastiten und unregelmäßige Aggregate des Maschenserpentins ein, von dem es auch nach allen Richtungen durchschwärmt wird.

Es scheint wie das Magneteisen und der Pyrit ein Umwandlungsprodukt zu sein. Sollte es hingegen zum ursprünglichen Mineralbestande gehören, dann hat es jedenfalls beim Serpentinisierungsprozeß noch seine Form gewechselt, da es den viel später gebildeten Serpentin umschließt.

Der Pyrit bildet derbe Massen, ist unregelmäßig im Gestein verteilt, makroskopisch gut sichtbar und oft stark verrostet.

Titanit.

Der Titanit findet sich in kleinen Körnern und in größeren Haufwerken überall im Serpentingestein, oft reichert er sich an der Oberfläche der Bastite an und ist gar nicht selten mit Leukoxen überzogen.

Karbonate.

Die Karbonate, zumeist Kalzit, finden sich in den Bastiten und in den Gängen des Maschenserpentins. Im Bastit bilden sie selbständige, den parallelen Diallagstreifen oder Serpentinstreifen parallel laufende Bänder oder sie verdrängen teilweise oder gleich mehrere benachbarte Serpentinstreifen. Häufig kommt der Kalzit in den schon beschriebenen sekundären Serpentingängen vor (Etappe 3!), welche das bereits fertiggestellte Serpentingestein durchsetzten. Hier sind sie immer mit dem schon genannten auffälligen, fraglichen Chloritmineral verbunden.

Amphibolmineral.

Die charakteristische braune Hornblende ist, wie bei der Beschreibung des Chlorits bereits erwähnt wurde, oft chloritisiert und liegt inmitten der Serpentinmassen, manchmal mit grüner Hornblende verwachsen.

Die Strahlsteinhornblende tritt in isolierten, lanzettförmigen Schuppen auf, welche oft zwillingslamelliert sind, oder sie wächst pallisadenartig aus dem Diallag heraus und scheint sonach aus diesem entstanden zu sein. Manchmal ist sie bereits selbst schon wieder chloritisiert oder mit Chlorit verwachsen. Besonders gern tritt sie in den genannten sekundären, chlorit- und kalzitreichen Serpentingängen auf.

Glimmermineral.

Vom Biotit konnte hie und da ein kleines frisches Fetzchen im Serpentin gefunden werden.

Epidot

tritt nur in feinen sekundären Gängen des Serpentingesteines auf. Vielleicht rührt er von den epidotisierten Feldspaten der Diabasfazies des Stammagmas her.

Es gilt nun:

Von den Mineralien, welche den Diallagit und seine Gabbrofazies aufbauen, lassen sich also der Diallag, die braune und grüne Hornblende sowie der Biotit wiederfinden.

Das Serpentinmineral, der Chlorit, die Erze (Magneteisen, Pyrit und Chromeisen) sowie der Titanit und der Leukoxen sind sicher erst beim Serpentinisierungsprozeß entstanden.

Beim Serpentinisierungsprozeß selbst scheint sehr wenig Kalzit gebildet worden zu sein. Wenn die Lagergänge an die Kieselkalke stoßen, sind nämlich immer ihre zentralen Teile kalzitarm, die randlichen Partien hingegen kalzitreich, was nicht der Fall sein könnte, wenn aller Kalzit beim Serpentinisierungsprozeß gebildet worden wäre.

Die Serpentingesteine der Tarntaler Berge, des Lagers sowie der Lagergänge lassen sich also als Umwandlungsprodukte des weitaus vorherrschenden Stammagmas, eines Diallagits auffassen, welcher hie und da die Hornblendemineralien und den Biotit seiner gabbroiden Spaltung führt.

Für die Umwandlung des Diallagits und seiner Spaltungen können drei Ursachen angenommen werden.

1. Seine postvulkanischen Prozesse (thermale Lösungen).
2. Die Metamorphose *C*.
3. Eine mit den Gebirgsbildungen verknüpfte Metamorphose.

In vorliegender Arbeit wird angenommen, daß die Umwandlung durch postvulkanische, thermale Prozesse vor sich ging. Denn:

1. Deutet der ganze Serpentinisierungsprozeß auf zirkulierende Lösungen hin, welche bei der Metamorphose *C* nicht nachgewiesen werden können.

2. Wissen wir, daß mit den Überschiebungen und Faltungen der Tarntaler Berge keine Metamorphose verknüpft war, ferner daß die Umwandlung der Serpentinmuttergesteine schon erfolgt war, als die großen tektonischen Bewegungen einsetzten. Man denke nur an die gewundenen Serpentinbalken, an die Stauchung der sekundären Serpentingänge, der Kalzitstreifen der Bastite, an die Rutschstreifen im Serpentin, an die in frischen Diallagit eingepreßten Chloritmassen, an die Verknetungen bei der gabbroiden Spaltung und an die später zu besprechenden Auswalzungen bei den Serpentinkalzitschiefern und -breccien.

V. Kontakterscheinungen des Diallagits.

I. Exogene Kontakterscheinungen.

Indem die Lagergänge der Schuppe B_2 und A dem obersten Kalkband der Kieseltonschiefer nachgingen, entstanden aus den Jurakalken Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien, ferner Diallagitkalzitschiefer. Der Kalzit der Breccien und der Schiefer wurde dabei marmorisiert.

Später wurden die Diallagitkalzitbreccien und Diallagitkalzitschiefer durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion der Serpentinmuttergesteine nachfolgten, serpentinisiert. (Serpentinisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien und Diallagitkalzitschiefer.)

Es werden der Übersicht halber gleich die Vorgänge geschildert, wie sie sich damals abgespielt haben mögen, als die Diallagitmassen in die hangenden Wetzsteinkalklagen der Schuppe A und B_2 eindrangen:

In der Gangmitte erhielt sich beim Eindringen ein nur wenig mit kalzitischem Nebengestein vermischter Kern. Dieser wird heutzutage durch die kalzitarmen oder kalzitfreien Serpentinmassen gebildet, welche fast immer die Mitte der Lagergänge ausmachen. Diese Serpentinmassen teilen alle Eigenschaften mit den Serpentinmassen des Großen und Kleinen Reckners, also mit denen des Serpentinlagers. Wo die zentralen Diallagitkerne der Gänge die liegenden und hangenden Wetzsteinkalke berührten, lieferten sie durch die Wucht der Intrusion und durch die Hitze marmorisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien.

Gegen die Ränder der Gänge, also gegen die hangenden und liegenden Kieseltonschiefer oder gegen deren Stellvertreter hin, nahm diese Wucht rasch ab, es wurden keine Breccien mehr gebildet. Das Magma drang jedoch noch parallel den Schichtflächen der Wetzsteinkalke, diese aufstauchend, ein. Dabei bildete es marmorisierte Diallagitkalzitschiefer.

An manchen Stellen der Gänge wurden alle Jurakalke zu Kontaktbreccien verarbeitet, so daß es nicht zur Bildung von Diallagitkalzitschiefern kam.

Nach dem Gesagten sollte man heutzutage in den Serpentinlagergängen viele marmorisierte Kalke antreffen. Tatsächlich können feinkörnige und grobkörnige Marmore in Verbindung mit den Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern noch gefunden werden, zum Beispiel auf der Nordseite des unteren Westgrates des Kleinen Reckners, unterhalb Punkt 2645; aber die Marmore sind im allgemeinen selten.

Diese Seltenheit ist begründet durch die Vorgänge, welche nach der Intrusion des Serpentinmuttergesteins noch stattfanden. Nach dieser begannen die zirkulierenden, postvulkanischen Lösungen ihr Werk.

Die Diallagitstücke der Kalzitkontaktbreccien und die feinen Diallagitlagen der Diallagitkalzitschiefer wurden zu Serpentin umgewandelt. Dabei fand eine weitgehende Zerstörung der Marmorstruktur statt und ein inniger Austausch von Kalzit- und Serpentinsubstanz. Es bildeten sich aus aufgelöstem Marmor reine und mit Serpentinsubstanz imprägnierte Kalzitgänge. Diese verkitteten die jetzt serpentinisierten Diallagitbrocken zu Breccien, durchsetzten diese und drangen teilweise auch in die dichten zentralen Serpentinmassen der Lagergänge ein.

Nach diesen Vorgängen halfen die mechanischen Kräfte, welche die Metamorphose C begleiteten und die tektonischen Kräfte, welche die Überschiebungen und Faltungen hervorriefen, noch mit, eine beim Serpentinisierungsprozeß lokal noch erhalten gebliebene Marmorstruktur der Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefer zu zerstören und die neu entstandenen sekundären Gänge mechanisch zu beeinflussen.

Es fand bei den Kontaktbreccien noch eine innige Verknetung der Serpentinbrocken mit den Kalzitgängen statt und bei den Serpentinkalzitschiefern noch eine Auswalzung der parallelen Serpentin- und Marmorlagen zu Linsen und zu sehr dünnen parallelen Lagen.

Es ist nicht notwendig, daß man bei der Schuppe B_2 die letztgenannte Auswalzung Gesteinsmassen zuschreibt, welche einstmals die Schuppe B_2 überfahren haben. Sie wird auch durch die Zerrungen und Pressungen hinreichend erklärt, welche notwendigerweise in Massen auftreten müssen, welche so überschoben und gefaltet sind wie die Schuppe B_2.

2. Endogene Kontakterscheinungen.

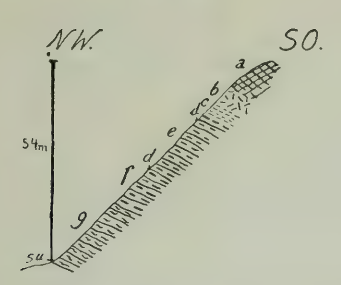
Man trifft am Recknersüdgrat oder auf der Südseite des Kleinen Reckners im Serpentin häufig Stücke von Serpentin-Breccien-Marmor an. Es sind Kieselkalkstücke, vielleicht auch Kössener Kalkstücke, welche vom Magma mitgerissen, von diesen durchtränkt und marmorisiert wurden. Dabei wurden ihre Diallagitsubstanz sowie der sie umgebende Diallagit serpentinisiert. Nachdem der Serpentin des Lagers längst fest geworden war, wirkten auf sie noch die späteren, tektonischen Kräfte ein. Bei den endogen metamorphosierten Serpentin-Breccienmarmoren gibt es zwei Arten.

Erste Art. Es sind hellgrüne, mit Serpentinsubstanz infiltrierte und mit Strahlsteinschuppen und -fasern durchwobene, oft mit glänzenden und kannelierten Rutschstreifen ausgestattete, verbogene Scherben und Flatschen. Infolge ihres großen Kalkgehaltes sind sie mechanisch mehr mitgenommen als die serpentinreichere zweite Art. U. d. M. sieht man sehr langgestreckte, gewalzte Kalzitkörner, welche Zwillingsstreifen besitzen und mit langen, zopfförmig gedrillten Serpentinstreifen oder mit Strahlsteinschuppen alternieren.

Zweite Art. Sie ist vertreten durch feinkörnige, grünlichgraue, sehr harte Serpentin-Breccienmarmore mit einzelnen größeren, dunklen, stark hervortretenden, unregelmäßig geformten, homogenen Serpentinanreicherungen. U. d. M. sieht das Gestein folgendermaßen aus: Man hat eine Grundmasse von oft sehr stark gestauchten Kalzitkörnern. Mit ihr verwachsen sind gleichfalls verbogene, beim Serpentinisierungsprozeß neugebildete Strahlstein-



Fig. 18.



Profil durch die mittlere und untere Partie des Serpentinlagerganges am Westgrat des Kleinen Reckners (Nordseite).

a = dichter Serpentin. — *b* = Serpentinkalzitbreccie. — *c* = Serpentinkalzitschiefer. — *d* = chloritreiche Wetzsteinkalke. — *e* = serizitische, schwärzliche Kieselkalke. — *f* = Kieselschnüre und Serizitquarzit führende Wetzsteinkalke. — *g* = Juiakieseltonschiefer mit gefaltetem Serizitquarzit.

und Chloritschuppen. Der Strahlstein ist zum Teil selbst schon wieder zu Chlorit umgewandelt. Mit ihm sind verwachsen zum Teil zertrümmerte oder noch ganze, frische oder schon teilweise serpentinisierte Diallage. Die Balken des Serpentinmaschennetzes dieser Diallage setzen in der Kalzitgrundmasse fort und zeigen an, daß schon beim Serpentinisierungsprozeß der Pyroxen mit dem Marmor in Berührung stand, daß also nicht erst später durch mechanische Prozesse der Serpentin und der Marmor sich mischten.

Reichlich treten auch Magneteisenkörner, ferner Titanit und Chromeisen auf. Die unregelmäßigen, makroskopisch dunklen und auffallenden Partien stellen lokale Serpentinanreicherungen dar.

Der Kontakt des Diallagits an den Wetzsteinkalken ist sehr gut zu sehen in der Schuppe B_2 im inneren Winkel, welchen der Westgrat des Kleinen Reckners mit den Steilabfällen des P. 2730

bildet. An dem auffallenden, hintersten Sporn (s. geologische Karte) hat man folgendes Profil (s. Fig. 18):

Wir beginnen bei der makroskopischen Beschreibung mit der Mitte des Lagerganges. Das Hangende des Ganges ist ebenso ausgebildet wie sein Liegendes, nur zeigt es sehr oft zugunsten der Serpentinkalzitbreccien und der Serpentinkalzitschiefer eine erhebliche Reduktion, wenn nicht gar eine völlige Resorption der Wetzsteinkalke. An Stellen, wo dies der Fall ist, sind auf der Karte keine Wetzsteinkalke mehr ausgeschieden worden.

a = massiger Serpentin, identisch mit dem bereits geschilderten massigen Serpentingestein des Großen und Kleinen Reckners.

b = war ehemals Kontaktbreccie zwischen Diallagit und Wetzsteinkalken, jetzt ist es mechanisch stark beeinflußte Serpentinkalzitbreccie. Große und kleine, eckige, schwarzgrüne Serpentinbrocken werden umschlungen von Kalzitgängen, welche aus stark verbogenen Kalzitfasern oder großen, wohlausgebildeten Kalzitrhomboedern und dazwischenliegenden Strahlsteinfasern bestehen. Diese Strahlsteinfasern reichern sich manchmal zu technisch nicht verwendbarem Asbest an und sind beim Serpentinisierungsprozeß entstanden. Die Kalzitgänge sind durch feinverteilte Serpentinsubstanz oft grünlich gefärbt oder führen kleine Serpentinbröckelchen. (Austausch von Kalzit- und Serpentinsubstanz beim Serpentinisierungsprozeß!)

Mit der Annäherung an die Serpentinkalzitschiefer = *c* nehmen die grünlichen, eckigen Brocken der Serpentinkalzitbreccien mehr längliche und linsenförmige Gestalt an (Einfluß der mechanischen Kräfte!). Bei den Serpentinkalzitschiefern selbst fallen die dünnen, oft linsenförmig anschwellenden Serpentin- und Chloritlagen, welche mit ebenso gestalteten Kalzitlagen alternieren, sofort ins Auge. Die Kalzitlagen sind weiß, besitzen manchmal noch Marmorstruktur, sind gestaucht oder mit Serpentinsubstanz infiltriert. Die Serpentinlagen sind serpentinisierte, ehemals intrusive Diallagitlagen der Wetzsteinkalke, die nach dem Serpentinisierungsprozeß noch gestreckt, ausgewalzt und geknetet wurden. Gleichzeitig mit dieser Auswalzung erfolgte auch eine geringe Formänderung der Serpentinbrocken der Kontaktbreccien.

Auf die Serpentinkalzitschiefer folgen bräunlichgelbe Wetzsteinkalke *d* mit vielen grünlichen Chlorithäuten. Dann folgen allmählich chloritarme oder chloritfreie, schwärzliche, an „Bänderkalke" erinnernde, serizitische Jurakalke = *e*, welche wieder von den chloritreichen Kalken *d* abgelöst werden. Dann folgen an Kieselschnüren reiche, die S. Q. enthaltenden „Grenzkalke" = *f* und schließlich die gefalteten, an S. Q. reichen, violetten Kieseltonschiefer = *g*.

Im Dünnschliffe gleicht *a* und der einzelne Serpentinbrocken von *b* dem vom Reckner beschriebenen massigen Serpentingestein völlig; nur tritt in *b* manchmal reichlicher Strahlstein, Kalk und mehr Chlorit auf, welcher zum Teil aus der braunen charakteristischen Hornblende entstanden ist.

Die Serpentin- oder Chloritlamellen der Serpentin- und Chloritschiefer c, welche lokal zu Linsen anschwellen, zeigen streifige Auslöschung, beherbergen viele Schuppen von Strahlstein und Talk und reichliche Magneteisenkörner, die auch makroskopisch manchmal stark hervortreten. Diese sind bezeichnenderweise mehr an den Serpentin der Schiefer als an den Kalzit derselben gebunden.

Die Kalzitlagen der Schiefer bestehen besonders in der Nähe der Serpentinlagen aus gestreckten, stark gestauchten, langen, verzahnten Kalzitstreifen, welche oft selbst schon wieder in kleine Körner zerlegt sind.

Die grünen, chloritreichen Wetzsteinkalke sind den an anderer Stelle beschriebenen (cfr. pag. 256) identisch.

Bei den Kalzitgängen der Serpentinkalzitbreccien sowie bei den Kalzitlagen der Serpentinkalzitschiefer läßt sich unter dem Mikroskop deutlich verfolgen, wie aus ursprünglich großen und kleinen, regelmäßigen Kalzitrhomboedern und Kalzitkörnern der Marmorpartien unter dem Einfluß der mechanischeu Kräfte lange Kalzitstreifen sich entwickeln.

Zunächst löscht das einzelne Kalzitkorn oder das Rhomboeder streifig aus, besitzt gebogene Zwillingslamellen und Spaltrisse, dann zeigt sich beginnende Mörtelstruktur, welche erst unter gekreuzten Nikols besser sichtbar wird, schließlich wird es in einzelne runde oder schon längliche Körner zerlegt, welche zuletzt noch in dünne, mit Zwillingslamellen versehene und miteinander verzahnte Streifen ausgewalzt werden.

Serpentin-Kalzit-Breccienstücke, bei denen noch Marmor an Serpentinstücke grenzt, lassen makroskopisch wie mikroskopisch meistens vier Zonen unterscheiden:

1. Zone. Dichter Serpentin mit feinen, sekundären, chlorit-, kalzit- und serpentinführenden Gängen (cfr. pag. 319, 3. Etappe!).

2. Zone. Sie besteht aus grobspatigem Marmor, welcher von Serpentinlösungen durchtränkt ist, die oft viele radialstrahlige Serpentinaggregate geliefert haben.

3. Zone = feinkörniger Marmor.

4. Feinkörniger Marmor, ausgewalzt in lange parallele Kalzitstreifen.

Nach den Untersuchungen von D. Frank Adams und Th. Nicolson[1]) verhält sich Kalzit unter hohem Druck überaus plastisch; so konnten beide Autoren experimentell an Marmoren und Kalken mit ursprünglicher Pflasterstruktur nur durch hohen Druck Kataklase, Streckung der Körner, polysynthetische Zwillingsstreifen, wandernde Auslöschung hervorrufen, also alle bei den Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern der Tarntaler Berge auftretende Erscheinungen der kalzitischen Partien.

---

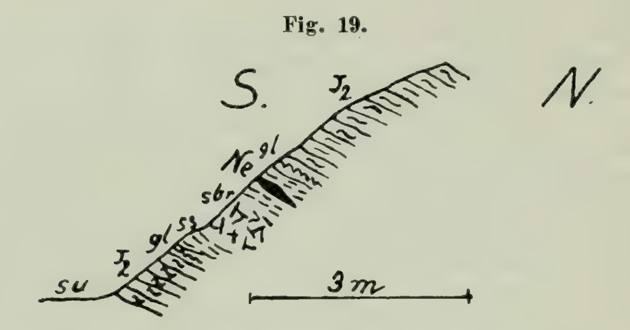
[1]) D. Frank Adams und I. Th. Nicolson, „An experimental Investigation into the flow of marble". Philosophical Transactions of the royal society of London.

Wenn also heute in den Tarntaler Bergen in den Kontaktzonen des Diallagits und der Jurakalke nur wenig Marmore angetroffen werden, so tragen neben den zirkulierenden serpentinisierenden Lösungen auch die nachträglich erfolgten, mechanischen Deformationen der Marmorkörner die Schuld.

VI. Petrographie des Nephrits der Tarntaler Berge.

Das hierhergehörige Profil ist genommen von der Südseite des Punktes 2740, nordöstlich der Schneewächte am Fuße des Großen Reckners (Nordostgrat), also von der Schuppe B_2.

Fig. 19.



Auftreten des „Nephrits" in den Tarntaler Bergen.

J_2 = Jurakieseltonschiefer. — *gl* = Glaukophanschiefer. — *Ne* = Nephrit. — *ss* = Serpentinkalzitschiefer. — *sbr* = Serpentinkalzitbreccien.

Man hat zu unterst gefältelte, grünliche und violette, mit gefalteten S. Q. versehene Kieseltonschiefer = J_2, welche durch die Metamorphose *C* metamorphosiert wurden. Sie werden zunächst abgelöst durch sehr wenig mächtige, manchmal, wenn viele Serpentinkalzitschiefer vorhanden sind, gar nicht mehr ausgebildete Glaukophanschiefer = *gl*.

Nunmehr folgen in der Mächtigkeit stark wechselnde Serpentinkalzitschiefer = *ss*. Sie sind teilweise talkig und führen viel Magneteisen. Auf ihnen ruht eine feine Serpentinkalzitbreccie = *sbr*. Sie besteht aus kleinen, schwarzgrünen oder grünen Serpentinbrocken. Dann folgt kein dichter Serpentin, wie sonst meistens in den Lagergängen. Das Magma hatte sich hier wohl ganz mit dem Kalzit vermischt und alle Wetzsteinkalke zu Breccien verarbeitet. Auf die feine Serpentinbreccie folgt wieder die eben beschriebene Gesteinsserie, aber in umgekehrter Reihenfolge und mit dem Unterschied, daß die oberen talkigen Serpentinkalzitschiefer bis zu 3 *cm* mächtige schieferige Butzen von Nephrit = *Ne* enthalten. Es sei hier bemerkt, daß bei P. 2740 sich mehrere kleine, parallele Serpentinlagergänge mit dazwischengeschalteten Juragesteinen vorfinden, welche aber auf der Karte in einem einzigen zusammengezogen wurden.

Die mikroskopische Untersuchung der feinen Serpentinkalzitbreccie = *sbr* zeigt:

Ihre Serpentinbrocken bestehen aus scharf hervortretenden, großen, noch gut erhaltenen Mineralindividuen, welche in einer meist undurchsichtigen Art von Grundmasse liegen.

Die Grundmasse besteht soweit erkennbar, aus stark pleochroitischen Chrysotilserpentin, vielen Körnern und Oktaedern von Magneteisen, seltenerem Pyrit und aus zahlreichen, feinen, braunen Schuppen primärer Hornblende und neugebildeten Strahlsteins. Letzterer ist zum Teil selbst schon wieder chloritisiert.

Die in der Grundmasse liegenden, größeren, deutlich hervortretenden Mineralindividuen sind Diallagkörner oder schlecht ausgebildeter Biotit, Hornblendekristalle und Bastitpseudemorphosen.

Die Diallagkörner sind zum Teil noch ganz frisch oder bereits in rundliche oder längliche, an Magneteisen reiche Nester von Maschenserpentin umgewandelt.

Die Hornblende ist die charakteristische, schon mehrfach erwähnte braune. Sie ist auch mit grüner Hornblende verwachsen und zum Teil chloritisiert.

Der Biotit ist zumeist etwas gebleicht. Auch die Titansäuremineralien treten auf.

Die Struktur der eben beschriebenen Serpentinbrocken erinnert manchmal an eine „Tuffstruktur". Die sekundären, makroskopisch deutlich sichtbaren, kalzitreichen Gänge, sind mit den Serpentinstücken verknetet oder verwachsen und enthalten beim Serpentinisierungsprozeß entstandene Talk- und Strahlsteinschuppen oder Serpentininfiltrationen. Die Grundmasse der Serpentinstücke der Breccien scheint ein mechanisches Zerreibsel von Diallagitmineralien zu sein, in welchem noch einzelne gut erhaltene, große Mineralkörner verteilt sind.

Die Serpentinkalzitschiefer *ss* lassen unter dem Mikroskop dieselbe Stauchung erkennen, wie die Serpentinkalzitschiefer am Kleinen Recknerwestgrat. Sie führen auch makroskopisch schon erkennbaren Talk, ferner Strahlsteinschuppen, Magneteisenkörner und zeigen sich dadurch verwandt zu den nephritischen Einlagerungen, welche sie aufweisen.

Die nephritischen Putzen besitzen eine hellgrüne mit schwarzen Flecken (Magneteisen!) versehene Oberfläche und sind infolge des verschieden großen Talkreichtums auch verschieden hart. U. d. M. findet man hauptsächlich ein grob- oder feinfilziges Aggregat von Strahlstein, mit dem die Talkschuppen, Magneteisenkörner und Titanitkörner verwachsen sind. Selten tritt noch ein kleines Nest von Chlorit auf.

Der Nephrit der Tarntaler Berge ist eine Anreicherung von Strahlstein, welcher beim Serpentinisierungsprozeß aus dem Diallag des Muttergesteins, neben dem Talk, Chlorit und Serpentin oder beim Eindringen der S. Q. in den bereits fertiggestellten Serpentin sich bildete und nachträglich mechanisch deformiert wurde.

A. Arzuni (L. 2), A. Dieseldorf (L. 9), K. J. Bogdanowitsch (L. 6), Finlayson A. M. (L. 10), H. Traube[1]) haben bereits die Entstehung von Uralitnephrit nachgewiesen.

Nach G. Steinmann[2]), W. Paulke (L. 18) und O. A. Welter[3]) sollte der Nephrit der Tarntaler Berge auch an Gängen gabbroiden Magmas und an die „rhätische Decke" gebunden sein. Diese Gesetzmäßigkeit kann aber hier nicht vorgefunden werden, denn die Gesteine, in welche das Serpentinmuttergestein der Tarntaler Berge intrudiert ist, sind keine „rhätische Decke", sie transgredieren vielmehr auf „der rhätischen Decke" Steinmanns, nämlich auf den paläozoischen Brennerschiefern.

Sodann werden in den Tarntaler Bergen gerade die gabbroiden Massen noch ziemlich frisch mitten im Serpentin angetroffen, ohne daß sie im geringsten von Nephrit begleitet werden oder in einen solchen umgewandelt sind, wie es die Theorie Steinmanns verlangt. Dazu kommt, daß der Nephrit nur in den an und für sich talk- und strahlsteinreichen Randpartien der Serpentingänge vorkommt, also weit entfernt von der gabbroiden Spaltung. Eher als an eine Ödemmetamorphose könnte man noch daran denken, daß die S. Q. beim Eindringen in den bereits fertiggestellten Serpentin sich mit diesem zu Strahlstein, also zu Nephrit umsetzten.

VII. Petrographie der Glaukophanschiefer.

Man kann die Glaukophanschiefer als Kieseltonschiefer auffassen, welche der Diallagit des Lagers und der Lagergänge vor der Metamorphose *C* umgewandelt hat oder man kann annehmen, daß sie durch die Metamorphose *C* aus einer Mischung von Diallagit- und Kieseltonschiefersubstanz hervorgegangen sind. Letztere Annahme wird hier hervortreten. Im Profil bei P. 2740 sind sie nur wenig mächtig, feinkörnig bis dicht, blaugrau, schieferig und sehr hart.

Das Mikroskop zeigt, daß an ihrem Aufbau beteiligt sind: vorherrschend Quarz und Glaukophan, etwas Albit und gemeine grüne Hornblende und Biotit, ferner häufig Pyrite und Titanite, seltener etwas Hämatit und Epidot.

Der Quarz bildet eine Art Grundmasse, in welcher die übrigen Mineralien liegen. Er tritt in der Form von feinen oder rundlichen

---

[1]) H. Traube, „Über den Nephrit von Jordansmühl in Schlesien". N. Jahrb. f. Min., 1885, B.-B. 3, pag. 412, ferner ebenda 1885, I, pag. 239, 1885, II, pag. 91.

[2]) G. Steinmann, Sitzungsbericht d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1908. „Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose." Es wird angenommen, daß Nephrit nur dort vorkommt, wo in Perioditgesteinen Diopsit- und Websteritgänge aufsitzen. Die Peridotite werden serpentinisiert. Durch die Druckkräfte, welche bei der Umwandlung der wasserfreien Silikate in die wasserhaltigen stattfindet, werden die Gänge gabbroiden Magmas zu Nephrit umgewandelt. Ödem- und Schwellungsmetamorphose!

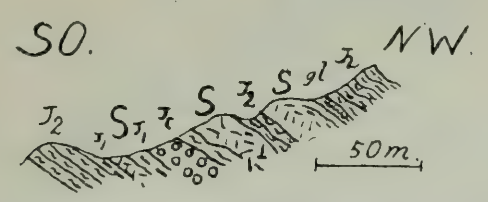
[3]) O. A. Welter, „Über anstehenden Nephrit in den Alpen". Verh. d. Naturw. Ver. Karlsruhe, 23. Bd., 1910. — Bericht über neuere Nephritarbeiten. Sonderabdruck aus „Geol. Rundschau", Bd. II, Heft 2, 1911.

oder langgestreckten, im letzteren Falle meistens parallel struierten Körnern mit verzahnter Struktur und streifiger Auslöschung auf. Mit dem Quarz verzahnt kommen kleine lamellierte Albitkörner vor. Indem nun parallele, schmale, oft anschwellende Blätter von Glaukophanhornblende einzelne Quarzlagen voneinander trennen, entsteht die schiefrige Struktur der Gesteine.

Die Glaukophanbänder sind oft unterbrochen und an solchen Stellen sind die Enden der Bänder büschelförmig ausgebildet. Auch in den Quarzlagen selbst treten solche Büschel unregelmäßig und parallel orientierter Natronhornblende-Individuen auf.

Die Glaukophanhornblende besitzt einen starken Dichroismus $c > a > b$, wobei Richtung c tief violett, Richtung a tief blaugrün und Richtung b hellgelb bedeutet. Die eben genannten Farbtöne erblassen allmählich, wenn das Mineral sehr dünn geschliffen ist, daher ist manchmal schwer zu sagen, ob die sehr fein parallel angeordneten Häkchen und Schuppen in den Quarzkörnern der quarzigen Lagen ebenfalls Glaukophanhornblende oder einfache, grüne Hornblende sind.

Fig. 20.



Auftreten des Serpentinlagerganges östlich des Gipfels der Geierspitze.

J_2 = Jurakieseltonschiefer. — *gl* = Glaukophanschiefer. — J_1 = Jurakieselkalke. *S* = Serpentinkalzitschiefer und Breccien.

Die Interferenzfarben der Glaukophanhornblende sind anormal, es herrschen grünblaue, braune und gelbbraune Töne. Die Auslöschungsschiefe beträgt ca. 6°. Der Biotit kommt in selbständigen Schuppen oder mit der Glaukophanhornblende verwachsen vor. Titanit ist in der Form von Insekteneiern unregelmäßig im Gestein verstreut. Der Pyrit bildet makroskopisch deutlich hervortretende, große Würfel, welche oft von langgestreckten Quarzkörnern umsäumt werden. Der Epidot ist selten und manchmal von Orthit umsäumt.

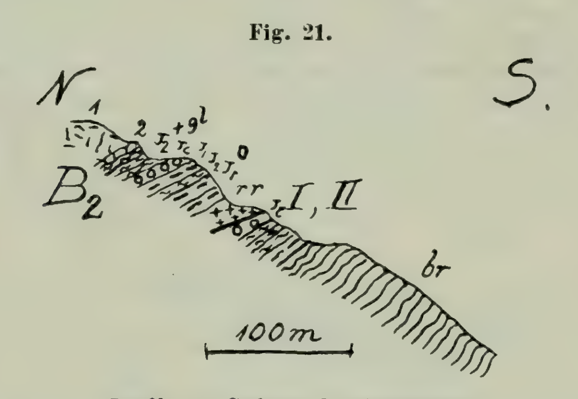
Am P. 2718 südwestlich von P. 2740 werden die Glaukophanschiefer, welche hier im Kontakt mit dem Diallagitlager des Großen Reckners entstanden sind, 1—2 *m* mächtig.

In der flachen orographischen Mulde, welche östlich vom Geierspitzgipfel herabzieht, sind die Quarzkörner der Glaukophanschiefer bedeutend gröber entwickelt als bei P. 2740. Man hat etwa in der Mitte der Mulde obiges Profil, welches die Teilung des Serpentinlagerganges und sein Eindringen in die Jurakieseltonschiefer deutlich zeigt (cfr. Fig. 20).

Die Glaukophanschiefer sind auch da entwickelt, wo das Serpentinmuttergestein sich mit den faziellen Vertretern der Kieseltonschiefer, mit stark tonigen Quarzserizitschiefern (cfr. pag. 275) mischte. Dies zeigt deutlich das Profil am Südgrat der Geierspitze (Fig. 21). Hier werden die Glaukophanschiefer etwa 1—2 *m* mächtig.

Auf Sanders[1]) Profil vom Geierspitzsüdgrat werden die Glaukophangesteine hier wie auch an anderen Stellen nicht genannt. Dagegen wird angegeben, daß an die Ophikalzitschiefer = Serpentinkalzitschiefer unmittelbar der „Quarzphyllit I" angrenzt. Der Verfasser konnte am Geierspitzsüdgrat kein Gestein finden, welches dem Quarzphyllit I Sanders = dem Quarzphyllit der Knappenkuchel gleicht.

Fig. 21.



Profil vom Südgrat der Geierspitze.

Das Südende der Schuppe B_2 liegt auf den Juragesteinen des basalen Vorlandes.

1 = Serpentin und Serpentinkalzitbreccie. — 2 = Serpentinkalzitschiefer. $J_2 + gl$ = Glaukophanschiefer + Quarzserizitschiefer. — J_2 = Kieseltonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Kieselkalke. — rr = Raibler (?) Rauhwacke. — br = Brennerschiefer. — B_2 = Schuppe B_2.

I und II = gemeinsame Überschiebungsfläche der Schuppe A und der Schuppe B_2.

Die am genannten Grat auftretenden Glaukophanschiefer, Kieseltonschiefer oder Quarzserizitschiefer sehen sowohl makroskopisch wie mikroskopisch ganz anders aus als der Quarzphyllit I Sanders. Auf der geologischen Karte sind alle jene Stellen, wo die Glaukophanschiefer nachgewiesen wurden, mit der Farbe der Tonkieselschiefer und einer eigenen schwarzen Punktierung versehen. Nicht eigens ausgeschieden wurden als Glaukophangesteine Glaukophan-Epidot-Kalzitschiefer, welche in den Serpentinkalzitschiefern des Geierspitzplateaus (P. 2858) gefunden wurden.

Diese bestehen aus parallelen, kalkigen, gestauchten Lagen, welche mit Lagen von vielen Epidot und Glaukophanhorn-

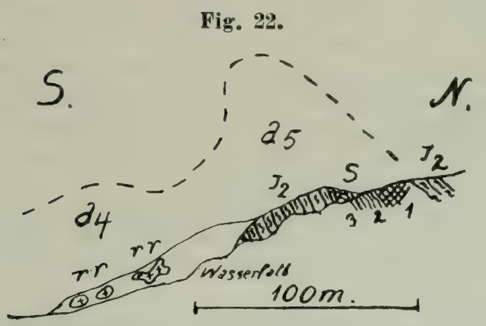
[1]) B. Sander, „Geologische Studien am Tauernwestende", pag. 31, Denkschr d. K. A. d. W., Sonderabhandlung LXXXII., 1911.

blende und etwas grünem Chlorit alternieren, Da sie vielen Hämatit enthalten, sind sie oft stark rötlich gefärbt.

An der „Schoberlacke" (östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze) treten im westlichen der beiden tieferen Bachgräben ebenfalls glaukophanhaltige Kalzitsteine auf innerhalb einer Gesteinsserie, welche folgendes Profil liefert und vor der Intrusion des Lagerganges aus Kieseltonschiefern mit der obersten Kieselkalklage bestanden hat (cfr. Figur 22).

Im Norden beginnend hat man zunächst wenige Meter mächtigen, dunkel schwarzgrünen, dichten, massigen Serpentin mit und ohne Chrysotiladern und arm oder frei von Kalzitgängen, nämlich Serpentin 1 in Fig. 22.

Fig. 22.



Der gefaltete Serpentinlagergang an der Schoberlacke. (Mittleres Vorkommen.)

1 = dichter Serpentin. — 2 = Serpentin- und Chloritkalzitschiefer (glaukophanhornblendeführend). — 3 = Serpentinkalzitbreccien.

Am Wasserfall wurden nicht anstehende Glaukophanschiefer gefunden.

S = Serpentingesteine. — J_2 = Kieseltonschiefer. — rr = Raibler (?) Rauhwacken,

Das Miskrokop zeigt, daß er neben vorherrschendem Maschenserpentin noch die braune, zum Teil chloritisierte Hornblende führt, ferner kalzitführende oder -freie Bastite und frische Diallagkörner. Auch das Chromeisen und Magneteisen, der Pyrit und Titanit finden sich vor. Das Gestein gleicht ganz dem dichten Serpentin des Großen Reckners und den zentralen Teilen der Lagergänge der Schuppe B_2. Manchmal ist das Serpentinmaschennetz mit Kalzit verwachsen, der Kern des Maschennetzes besteht dann oft aus Kalzit und Talkschuppen. Der Chlorit bildet mit dem Serpentin auch zusammenhängende Partien, welche von Talk und strahlsteinführenden Kalzitgängen getrennt werden.

Der dichte Serpentin geht gegen Süden über in eine wechselvolle Serie stark gefalteter, schwarzgrauer, mit hellgrünen Flecken versehener, dünn lamellierter, kalzitfreier oder kalzitarmer Chloritschiefer = 2.

Unter dem Mikroskop sieht man bei diesen gewundene, streifig auslöschende, durch anormale blaue Interferenzfarben ausgezeichnete Chloritzüge, welche mit viel Talk und Strahlsteinschuppen

verbunden sind; die letztgenannten Mineralien häufen sich auch zu selbständigen Zügen an.

Die Chloritschiefer = 2 enthalten lokal Glaukophanhornblende. Sie sind dann nicht nur von schwarzgrüner, sondern auch von blaugrauer Farbe, daneben kalzit- und hämatitreich, aus letzterem Grunde oft auch rötlich gefärbt. Der Kalzit bildet weiße oder rötliche, stark geknetete Adern oder Linsen. U. d. M. sieht man gestauchte Kalzitgänge und Linsen, dazwischen Glaukophan enthaltende Kalzitzüge mit Magneteisen und Rost.

An die Glaukophanchloritschiefer schließen sich wenig mächtige, schwarzgrüne, an Talk und Strahlstein reiche, kalzitarme und magneteisenreiche Chloritschiefer an.

Bei den nunmehr folgenden Chloritschiefern nimmt der Talk wieder etwas ab, der Kalzit dafür zu. Die ursprünglich senkrecht zu den Wänden der Gänge stehenden Kalzitfasern oder die grobspatigen Körner, welche die Gänge und Linsen ausfüllen, sind bei den tektonischen Vorgängen zumeist sehr stark gestaucht worden.

Zum Schluß gelangt man in die normalen violetten und grünen Kieseltonschiefer mit Albiten, Turmalinen, Apatit, Chlorit, Hämatit und mit S. Q.

Daß jedoch auch hier die Tonkieselschiefer teilweise als Glaukophanschiefern ausgebildet wurden, beweist ein kleiner Block von Glaukophanschiefer, welcher am ersten Wasserfall (s. Figur 22) gefunden wurde.

An ihm sind makroskopisch grobkörnige, weißliche Quarzlagen zu erkennen, welche mit dünnen, schwarzblauen oder hellgrünen, glimmerigen Lagen alternieren. Der blaue Ton derselben rührt von der Glaukophanhornblende, der grünliche vom Serizit und Chlorit her. Alle drei Mineralien können miteinander verwachsen vorkommen. U. d. M. sieht man ferner, daß einzelne größere Titanitkörner bei den tektonischen Vorgängen in schmale Linsen ausgerenkt wurden. Sonst haben diese Glaukophanschiefer die Beschaffenheit der bereits beschriebenen.

VIII. Alter der Intrusion der Serpentinmuttergesteine.

Da der Diallagit Kontakt an den Kieselkalken hervorgerufen hat, so muß seine Intrusion postjurassisch sein.

Wir wissen ferner, daß seine Umwandlung zu Serpentin sowie die seiner Spaltungen bereits vollendet war, als die Metamorphose *C* und die großen, nach der Metamorphose *C* erfolgten, tektonischen Bewegungen tätig waren, welche die starken mechanischen Veränderungen an den bereits vorhandenen Serpentinkalzitschiefern und Serpentinkalzitkontaktbreccien und an den Serpentinmassen hervorgerufen haben.

Wenn man nun annimmt, daß die großen tektonischen Bewegungen der Tarntaler Berge mit den großen tertiären Alpenbewegungen zusammenfallen, dann fällt die Intrusion der Serpentinmuttergesteine in die Zeit zwischen Ablagerung der Kieseltonschiefer (der jüngsten in den Tarntaler Bergen nachgewiesenen Sedimente) und dem Be-

ginn der Metamorphose *C*, die älter ist als die Überschiebungen und Faltungen.

S. Q. in den Glaukophanschiefern.

Ganz besondere Achtung verdient das Auftreten der S. Q. in den Glaukophanschiefern zum Beispiel nordöstlich des Großen Reckners, östlich der Geierspitze und an der Schoberlacke. Besonders am östlichen Auslauf der schon erwähnten flachen orographischen Mulde östlich des Geierspitzgipfels (P. 2858) sieht man makroskopisch sehr gut, wie nachträglich stark gefaltete, mehrere Zentimeter starke, dicht und drusig ausgebildete, Albit und Karbonate führende S. Q. die bereits metamorphosierten Kieseltonschiefer und Glaukophanschiefer quer und parallel zu den Schichtflächen durchsetzen.

Die S. Q. haben in den Kieseltonschiefern, ebenso wie in der Knappenkuchel in den Quarzphylliten sich mit grünem Chlorit, in den Glaukophanschiefern hingegen mit dunkelblauer Glaukophanhornblende bereichert und diese wieder abgesetzt und auskristallisiert.

Diese resorbierte Glaukophanhornblende bildet makroskopisch gern rundliche, in sekundären Quarzen schwimmende Knoten.

U. d. M. zeigt ein durch die Glaukophanschiefer hindurchsetzender Quarzgang folgendes Bild. Die großen, unregelmäßig geformten Quarzkörner der Gänge heben sich scharf ab von den sehr kleinen, etwas langgestreckten und parallel angeordneten Quarzkörnern der quarzigen Lagen der Glaukophanschiefer. Die Körner sind miteinander und mit großen zwillingslamellierten Albiten verzahnt und löschen wie diese streifig aus und sind in einzelne kleine Körner zertrümmert. Sie enthalten auch netzförmige Partien oder gut ausgebildete Rhomboeder von Kalzit und radialstrahlige und büschelförmige Aggregate von resorbierter und wieder auskristallisierter Glaukophan- und gewöhnlicher grüner Hornblende. Der Kalzit bildet auch oft schmale Gänge zwischen den einzelnen Quarzkörnern. Auch der Albit umschließt Hornblendeindividuen.

Wo der sekundäre Quarz-Albit-Kalzitgang an das Glaukophangestein unmittelbar anstößt, wächst die den Gesteinsschichten sonst parallel angeordnete Hornblende büschelförmig in die Gänge hinein.

Es zeigt sich also auch bei den Glaukophanschiefern, daß die S. Q. jünger sind als die Metamorphose *C*, welche die Glaukophanschiefer hervorgebracht hat. Die S. Q. haben aus den Glaukophanschiefern die schon fertiggestellte Glaukophanhornblende ebenso wie aus den normalen Kieseltonschiefern den Chlorit und Serizit resorbiert und wieder ausgeschieden.

S. Q. in den Serpentingesteinen.

Bei der Schilderung des Nephrits wurde bereits hervorgehoben, daß möglicherweise die auffällige Strahlstein-

anreicherung in den Randzonen der Lagergänge und in den sekundären Gängen der Breccien und den dichten Serpentinmassen (drei Etappen!) von S. Q. herrühren könnte, welche einen Umsatz des Serpentins zu Strahlstein bewirkt haben. Daß in der Diabasfazies des Diallagits S. Q. auftreten, wurde schon früher erwähnt.

Gesamtübersicht.

Die ältesten Gesteine der Tarntaler Berge sind paläozoische Kalkphyllite (Brennerschiefer) und Quarzphylite, welche hie und da dolomitische Einlagerungen enthalten, die beim Quarzphyllit „Eisendolomit" genannt werden.

Die Sedimente des Quarzphyllits müssen auf den Sedimenten des Brennerschiefers zum Absatze gekommen sein, sofern man nicht annehmen wollte, daß durch bedeutende vortriadische, tektonische Bewegungen eine Inversion des Brennerschiefers und Quarzphyllits stattgefunden hat, wofür aber keine Anhaltspunkte gefunden wurden.

Die Sedimente der Brennerschiefer und Quarzphyllite sind durch Wechsellagerung und allmähliche Übergänge untrennbar miteinander verknüpft und wurden in vortriadischer Zeit von einer gemeinsamen Metamorphose = Metamorphose *A* in d. V. A. erfaßt und (dabei?) schon gefaltet.

Auf den metamorphen, gefalteten und stark erodierten Kalkphylliten und Quarzphylliten lagerte zur Zeit der oberen Trias ein transgredierendes Meer zunächst küstennahe Sedimente, nämlich Quarzsande, tonige Kalke, tonige Dolomite und Rauhwacken diskordant und konkordant ab. Alle diese Gesteine vertreten möglicherweise die Raibler Schichten.

Das Triasmeer wurde später lokal tiefer und ruhiger und bildete dann den tonfreien, mächtigen, ziemlich homogenen Triasdolomit. Dann aber wurde das Meer wieder etwas flacher, ohne daß es die Fähigkeit verlor, eine typische Kössener Fauna zu beherbergen. Zur Zeit derselben wurden Kalke, Mergel, Tonschiefer, Dolomite und dolomitische Kalke abgelagert. Hierauf erfolgte eine Trockenlegung des seichten rhätischen Meeres. Es trat eine Festlandsperiode mit teilweiser Aufrichtung der bisher gebildeten Schichten ein, bis ein flaches Jurameer heranrückte, das mit dem Festland um die Herrschaft stritt.

Nur langsam und unter starker Aufarbeitung des gefalteten Triasuntergrundes überflutete es das junge Festland. Doch wurde es nie Tiefsee. Alle seine Sedimente tragen den Charakter festlandnaher Bildungen.

Die hangendsten Schichten der Juragesteine zeigen noch an, daß kurz vor dem Verschwinden des Jurameeres dasselbe im allgemeinen noch etwas tiefer geworden war. Dann aber geben uns weder marine noch terrigene Sedimente irgendwelche Anhaltspunkte dafür, wie lange noch das Jurameer fortgedauert hat, ob ein

Kreidemeer an seine Stelle trat oder ob sich gleich ein Festland aus ihm heraushob oder ob noch ein Tertiärmeer vorhanden war, dessen Ablagerungen ebenso wie die möglicherweise vorhandenen Kreideablagerungen gänzlich erodiert sein müßten.

Wir wissen nur, daß nach der Ablagerung der Juraschichten ein Diallagit bis in die obersten Niveaus der damals noch nicht metamorphen, mesozoischen Gesteine, diese teilweise metamorphosierend, eindrang, wir müssen schließen, daß er beim Passieren der schon metamorphen Brennerschiefer und Quarzphyllite dieselben ebenfalls veränderte.

Seine Kontakterscheinungen an jurassischen Kieselkalken sind heute noch sichtbar. Durch die postvulkanischen Prozesse wurde nun der Diallagit zu Serpentin, seine Gabbrofazies zu Serpentin und Chloritfels, seine Diabasfazies zu epidotisiertem und chloritisiertem Diabas umgewandelt. Die Kontakterscheinungen des Diallagits werden in d. v. A. Metamorphose *B* genannt.

Wir müssen nun annehmen, daß nach den eben geschilderten Vorgängen in der Nähe der Tarntaler Berge ein Eruptivgestein emporgestiegen sein muß, und daß dieses alle noch nicht metamorphen mesozoischen Sedimente der Tarntaler Berge mehr oder minder umwandelte und daß diese Umwandlung von nicht sehr bedeutenden mechanischen Kräften begleitet war. Nach dieser Metamorphose, welche ich Metamorphose *C* heiße, kamen die Überschiebungen und damit die Bildung der Schuppen zustande.

Dabei wurden bereits metamorphe Gesteine, Raibler(?) Rauhwacken, Quarzite und Kalke, sodann jurassische Quarzserizitschiefer, Konglomerate und Tonschiefer miteinander verknetet oder vermischt, mylonitisiert.

Nach den Überschiebungen und Gesteinsvermischungen begannen sekundäre Quarzlösungen, welche ich S. Q. genannt habe, ihr Werk.

Sie durchsetzen alle Gesteine, die vortriadischen wie die mesozoischen, die Serpentingesteine und die aus mechanischen Mischungen entstandenen Gesteine.

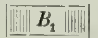
Zuletzt wurden die S. Q. und alle bereits metamorphen Gesteine, die sich bei den Überschiebungen nach der Metamorphose *C* in ein basales Vorland und zwei große und drei kleinere Schuppen gespaltet hatten, soweit sie faltbar waren, von starken Faltungen erfaßt. Die meisten der „Verwerfungen" der Tarntaler Berge entstanden bei diesen Faltungen als Zerrspalten.

Nach den Faltungen wurden die dislozierten und gefalteten und schon teilweise erodierten Gebirgsmassen der Tarntaler Berge lange Zeit hindurch von mächtigen Eismassen bedeckt. Durch primäre Eis- und sekundäre Wassererosion erniedrigten und modellierten sie das Gebirge, sie ließen Moränen zurück und schwanden schließlich wieder in wärmeren Zeitläuften. Im Postglaziale begann erneut die Erosion des fließenden Wassers zu wirken, welche nur noch wenige ruinenhafte Reste eines typischen „Schuppen- und Faltengebirges" hinterlassen hat.

Fig. 23.

Berichtigung.

In der links oben stehenden Erklärung zu obiger Übersichtskarte wurden die Signaturen B_1 und B_2 verwechselt und ist die richtige Stellung:





Inhaltsverzeichnis des I. Teiles.

Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern.

(Tuxer Voralpen.)

Von **Eduard Hartmann** (München).

Mit einer geologischen Karte (Taf. X), zwei Profiltafeln (Taf. XI—XII), einer Relieftafel (Taf. XIII) und 23 Figuren im Text.

II. Teil.

A. Tektonik.

In den Tarntaler Bergen gibt es: I. paläozoische, II. postrhätisch-präjurassische, III. tertiäre Schichtstörungen.

I. Paläozoische Schichtstörungen.

Dieselben haben nur die Brennerschiefer, die Quarzphyllite und ihre dolomitischen Einlagerungen betroffen und werden durch gelegentlich diskordante, transgressive Auflagerung der mesozoischen Schichten sowie durch bereits gefaltete Gerölle von Quarzphyllit in den Raibler(?) Rauhwacken nachgewiesen. Die diskordante Auflagerung von Raibler(?) Schichten ist zwischen dem Melkplatz und der Mölser Scharte (cfr. I. Teil, Fig. 1) unmittelbar zu sehen. Diskordant und konkordant sind die jurassischen Schichten des basalen Vorlandes auf der Südseite des Hauptmassivs dem Brennerschiefer aufgelagert. Diskordante Auflagerung der Juraschichten herrscht auch im südlichen Lizumtal, ferner im Grübelkar bei P. 2268 (cfr. im I. Teil, Fig. 1 und im II. Teil auf Profiltafel XI, Fig. 1 u. 4).

Wie bereits im I. Teil dargetan wurde, haben wir uns das „paläozoische Tarntaler Gebirge“ als ein Faltengebirge zu denken, das aus sehr flachen Sätteln und Mulden bestand. In den Mulden trat konkordanter, an den Firsten der Sättel diskordanter Absatz der mesozoischen Schichten ein. Wir wissen nicht mit Sicherheit, ob sich die paläozoische Erosion, durch welche der Quarzphyllit auf große Strecken hin ganz oder nur teilweise vom liegenden Brennerschiefer entfernt wurde, vor oder nach den schwachen paläozoischen Faltungen zugetragen hat, wir wissen auch nicht, wie viele Diskordanzen zwischen Paläozoikum und Mesozoikum ursprünglich noch vorhanden waren, welche später durch die tertiären Gebirgsbildungen verwischt wurden.

II. Postrhätisch-präjurassische Schichtaufrichtungen.

Diese Störungen lassen sich im Hauptmassiv in den Schuppen A und B_2 durch die Diskordanzen nachweisen, welche zwischen den Kössener Dolomiten und den jurassischen Kieselkalken bestehen und im I. Teil, pag. 258 [52] und 262 [56] beschrieben wurden (cfr. I. Teil, Fig. 7 und II. Teil, Fig. 4 und Profiltafel XI, Fig. 2).

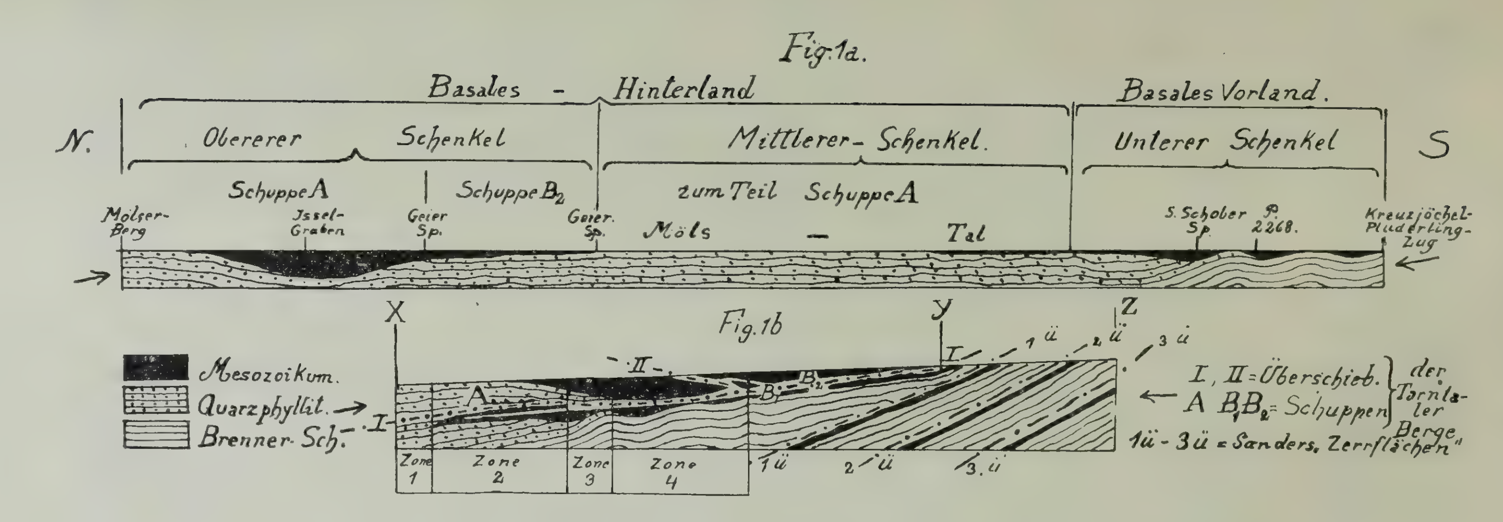
Man befindet sich hier in der gleichen Lage wie bei der Beschreibung der paläozoischen Schichtstörungen. Ältere Schichtstörungen sind sicher vorhanden, aber sie lassen sich nicht auf große Strecken hin weiter verfolgen. Es ist auch unsicher, ob die Diskordanzen zwischen Trias und Jura auf die Bildung von flachen präjurassischen Falten oder auf ein von kleinen Verwerfungen durchsetztes präjurassisches Schollenland zurückzuführen sind.

III. Tertiäre Schichtstörungen.

Der exakte Beweis für das tertiäre Alter dieser Gebirgsbewegungen fehlt, denn man hat in den Tarntaler Bergen keine gefalteten Tertiär-, ja nicht einmal Kreideschichten. Für ein tertiäres Alter dieser Störungen spricht ihre Stärke und Kontinuität und der Zusammenhang mit bereits als tertiär festgestellten Alpenbewegungen der näheren und weiteren Umgebung. Die Untersuchungen des I. Teiles, speziell der mylonitischen Jurakonglomerate (cfr. I. Teil, Fig. 13 und pag. 272 [66]) und der S. Q. hat ergeben, daß die großen Überschiebungen in den Tarntaler Bergen älter sind als die großen Faltungen. Diese Annahme bestätigen ferner gleichsinnige Faltungen des basalen Vorlandes und der aufeinanderliegenden Schuppen A und B_2. Die Verwerfungen der Tarntaler Berge sind zum Teil während der Faltungen oder der Überschiebungen entstanden, zum Teil erst nach diesen.

1. Überschiebungen.

Denken wir uns diejenigen paläozoischen und mesozoischen Schichten der Tarntaler Berge, welche heute in zwei große und in drei kleinere, stark gefaltete Schuppen aufgeteilt sind, wieder ausgeglättet und in die Lage zurück versetzt, welche sie vor den Überschiebungen und Faltungen eingenommen haben, so kann diese Lage durch das Bild Fig. 1 *a* und 1 *b* dargestellt werden, wenn man dabei, so weit möglich, die paläozoischen Faltungen in der Weise berücksichtigt, daß an Stellen, wo heute nachweisbar Diskordanz zwischen Mesozoikum und Paläozoikum herrscht, oder Anschwellen der mesozoischen Schichten auftritt, flache Sättel und Mulden angenommen werden. Wo Diskordanzen oder Schichtanschwellungen überhaupt nicht oder nicht mehr festzustellen sind, sind naturgemäß schematische Ergänzungen vorgenommen worden. Wir erhalten so ein basales Hinter- und Vorland.



Figur 1 *b* stellt eine durchgerissene, liegende Falte dar, deren Bestandteile Fig. 1 *a* erkennen läßt.

Schuppe *A* ist bereits vorhanden, Schuppe B_2 will sich soeben abspalten, desgleichen Schuppe B_1. Die Sanderschen Überschiebungsflächen 1 *ü*—3 *ü* zeigen an, daß der Schuppenbau der Tarntaler Berge sich nach Süden (bis an den Zentralgranit) fortsetzt. Sie wurden bei den hier nicht angegebenen Faltungen der Schuppen noch steiler aufgerichtet. Zone 1—4 cfr. pag. 356—361.

Figur 1 *a* ist im Maßstabe 1:150.000, ebenso Figur 1 *b* von x—y. — y—z ist schematisch gezeichnet.

Das Hinterland besteht zu unterst aus Quarzphyllit, über den eine verschieden mächtige, mesozoische Sedimentdecke transgrediert, die an einer Stelle besonders stark und spindelförmig anschwillt. Dieser spindelförmige, durch stark entwickelte Trias- und Jurasedimente ausgezeichnete Teil bildet später in der Schuppe A die mächtige, von Jurasedimenten überlagerte Triaslinse des Tarntaler Hauptmassivs.

Das Vorland zeigt im Gegensatz zum Hinterland in seinen südlichen Teilen noch das Auftauchen des Brennerschiefers, welcher durch die prätriadische Erosion freigelegt worden war. Über den Quarzphyllit und den Brennerschiefer breiteten sich die verschieden mächtig entwickelten, transgredierenden, mesozoischen Sedimente aus.

Die Bildung der Schuppen der Tarntaler Berge ging nun folgendermaßen von statten. Durch von NW her wirkende Kräfte entstand aus dem basalen Vorder- und Hinterland eine große liegende „S"-förmige Falte. Das basale Vorland bildete den unteren Schenkel derselben, das basale Hinterland lieferte das Material für den oberen und mittleren Schenkel. Der überkippte mittlere Schenkel und der hangende Schenkel der „S"-Falte bestehen aus den obersten Horizonten des hinterländischen Quarzphyllites und den teilweise darauf transgredierenden Trias- oder Jurasedimenten.

Durch die andauernd wirksamen Druckkräfte fand schließlich eine Zerreißung der liegenden Falte statt, die am südlichen Stirnrand begann und sich auf einer sanft nach Norden geneigten Ebene (= I in Figur 1 *b*) fortsetzte. Der überkippte Quarzphyllit des Mittelschenkels trennte sich dabei von seinen muldenförmig nach Süden überkippten, mesozoischen Schichten und wanderte mit dem oberen Schenkel als keilförmige, selbständige Schubmasse = Schuppe A zunächst noch über die neu entstandene, nach Süden sich öffnende mesozoische Mulde des basalen Gebirges, dann aber weiter südlich nur mehr über deren normalliegenden, sozusagen verlängerten unteren Schenkel, welcher durch transgredierende mesozoische Schichten und darunter liegende Quarzphyllite oder Brennerschiefer gebildet wird.

Die eben geschilderten Vorgänge sind in Figur 1 *b* schematisch dargestellt.

Bei ihrem weitern südlichen Vorwärtswandern stieß das Südende der Schuppe A auf Widerstand, Es trennte sich infolgedessen dasselbe auf einer flach nach Süden geneigten Ebene (in Figur 1 *b* des II. Teiles = II) vom nördlichen größeren Teile und glitt als neue selbständige Schubmasse = Schuppe B_2 über den Rest der alten Schuppe A in nördlicher Richtung hinweg.

Bei diesem Vorgang spaltete sich von ihrer Basis noch die kleine Zweigschuppe = Schuppe B_1 ab, welche zwischen den Schuppen A und B_2 eingeklemmt ist. Die Überschiebung der Schuppe B_2 ist keine vollständige, darum ruht sie sowohl auf der Schuppe A als auch auf dem basalen Vorland.

Als die beiden noch vereinigten Schubmassen A und B_2 über das basale Vorland hinwegfuhren, mylonitisierten sie nicht nur die mesozoischen Sedimente desselben, sondern sie hoben auch Teile desselben ab und schoben sie auf basales Mesozoikum. So entstanden die Schuppen des basalen Vorlandes östlich des Melkplatzes und an der Schmirner Reisse (cfr. geologische Übersichtskarte des I. Teiles).

Die mit der Schuppe B_2 noch vereinigte Schuppe A wird in der vorliegenden Arbeit „alte Schuppe A" genannt. Diese bestand infolge ihrer schiefen Abtrennungsfläche in ihrem südlichsten Teil (= Schuppe B_2) aus einem sich nach Süden verjüngenden Keil normal gelagerter mesozoischer Schichten, welche gegen Norden zunächst normal gelagerten, dann anormal gelagerten und überkippten Quarzphyllit zum Liegenden erhielten.

Dies in kurzen Zügen der Überschiebungsmechanismus der Tarntaler Berge, welcher durch die geologische Übersichtskarte des I. Teiles, durch die Profile und durch die beiden geologischen Reliefs des II. Teiles näher erläutert werden soll.

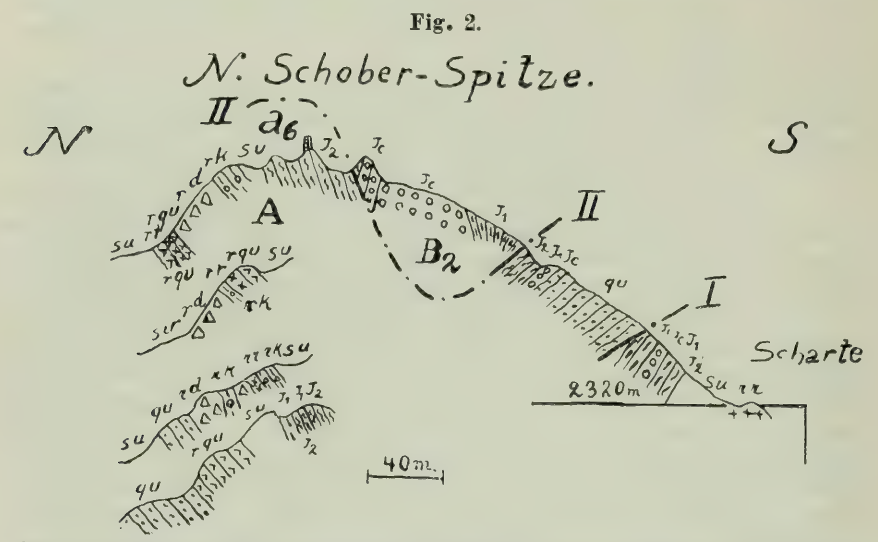
Es seien bei dieser Gelegenheit noch zwei weitere Entstehungsmöglichkeiten der „alten Schuppe A" angeführt. Man nimmt bei beiden zunächst wieder eine liegende S-förmige Falte an; diese reißt entweder so durch, daß der keilförmige, abgeschnittene Quarzphyllit des Hangendschenkels über den ebenfalls keilförmigen und überkippten Quarzphyllit des mittleren Schenkels geschoben wird, welcher das überkippte, muldenförmige Mesozoikum einhüllt, oder man kann annehmen, daß sich das normal liegende Mesozoikum und der Quarzphyllit des oberen Schenkels nebst dem überkippten Quarzphyllit und dem überkippten Mesozoikum des mittleren Schenkels als selbständige Schubmasse (= Schuppe A) auf dem normal liegenden Mesozoikum des unteren Schenkels fortbewegt hat.

Auf der im I. Teil gegebenen geologischen Übersichtskarte, ferner in allen Profilen des I. und II. Teiles sowie in den beiden tektonischen Reliefs des II. Teiles und auf der kolorierten Karte des II. Teiles wird, soweit möglich, die untere aus dem hangenden und dem mittleren Schenkel bestehende Schuppe mit A, die von ihr abgespaltete, größere obere Schuppe mit B_2, die von dieser abgespaltete, zwischen A und B_2 eingeklemmte Schuppe mit B_1 bezeichnet. Die Schubfläche zwischen dem basalen Vorland und der Schuppe A heißt I, die Schubfläche zwischen den Zweigschuppen des basalen Vorlandes (an der Schmirner Reiße und am Melkplatz) und dem basalen Vorlande: I'. Die Schubfläche zwischen der Schuppe B_2 und A, beziehungsweise B_1 heißt II, die zwischen B_1 und A II'. Das basale Vorland und seine Schuppen sind auf der Übersichtskarte und im Relief unpunktiert und unschraffiert, die Schuppe A ist punktiert, die Schuppe B_1 ist nordsüdlich, die Schuppe B_2 ostwestlich schraffiert. Die elf wichtigsten, in ostwestlicher Richtung streichenden Antiklinalzüge sind auf der geologischen Übersichtskarte und in den Profilen mit a_1—a_{11} bezeichnet. Die in die beiden geologischen

Reliefs eingezeichneten arabischen Zahlen vertreten entsprechende Namen von Lokalitäten, an welchen in der Natur der im Relief schematisch dargestellte tektonische Typus auftritt.

Wenn wir nun mit Hilfe der kolorierten Karte, der Übersichtskarte, der Profile und der tektonischen Reliefs die Analyse der großen liegenden Falte vornehmen wollen, von welcher alle Schuppen der Tarntaler Berge abzuleiten sind, dann ist es notwendig, uns zunächst die „alte Schuppe A" wiederhergestellt zu denken. Wir denken uns also zunächst die Schuppe B_2 von der

Fig. 2.



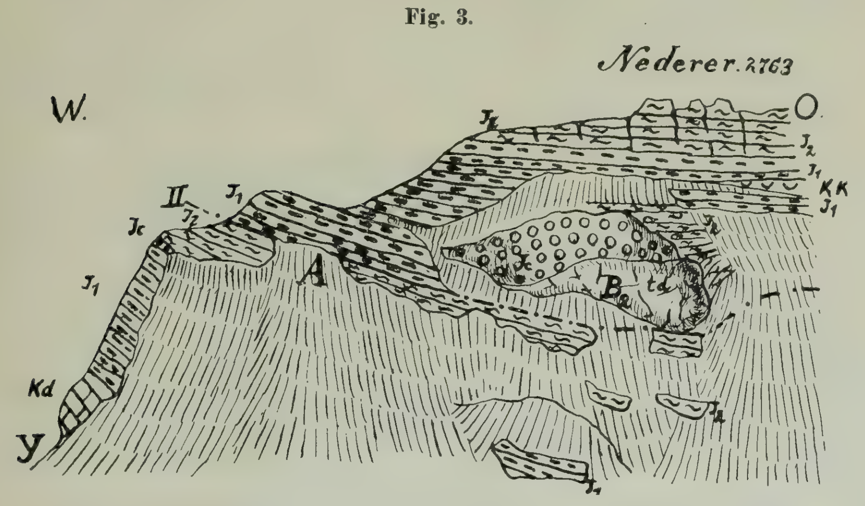
Überlagerung der Schuppe A durch die Schuppe B_2 an der nördlichen Schoberspitze.

J_2 = Jurakieseltonschiefer oder Tonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — rk = Raibler (?) Kalke. — rd = Raibler (?) Dolomite. rr = Raibler (?) Rauhwacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite. — qu = Quarzphyllite. — su = Bergschutte. — I, II = Überschiebung. — A, B_2 = Schuppen. a_6 = Antiklinale.

Schuppe A abgehoben und die Schuppe B_1 wieder in die Lücke der Schuppe B_2 gebracht, aus der sie stammt; dann den Nordrand der Schuppe B_2, der heute am Schober-Mölszug, früher aber jedenfalls viel weiter nördlicher lag, mit dem jetzt teilweise etwas gekürzten Südrand der heutigen Schuppe A vereinigt. Auf diese Weise könnte man bequem die von der Schuppe B_2 gebildete Schubfläche II studieren und man würde finden, daß sie eine flach nach Süden geneigte Ebene bildet. Mit der nach Süden geneigten Lage derselben stimmt vollkommen überein, daß in der Schuppe A die höchsten Niveaus des Jura, die Kieseltonschiefer und das ihnen eingelagerte Kieselkalkband, von Norden nach Süden allmählich verschwinden, während umgekehrt an der Basis der Schuppe B_2

von Norden nach Süden im allgemeinen ein Anschwellen der Triasgesteine und ein Hinabgreifen in die tiefsten Triashorizonte stattfindet, so daß auf der Südseite des Hauptmassivs bereits Raibler(?) Quarzite mit Rauhwacken sowohl auf der Schuppe A als auch auf den Juragesteinen des basalen Vorlandes liegen. Die nun folgenden Profile, welche von nördlichen und südlichen Punkten der Schuppen A und B_2 genommen sind, zeigen, wie sich die geschilderten Verhältnisse in der Natur geltend machen. (Fig. 2.)

Fig. 3.



Die Schuppe B_2 führt auf der Südseite des Nederers im Westen ein großes Stück der aus Triasdolomit und Jurakonglomeratkappen bestehenden „fossilen Jurasteilküste". Durch die S-förmige Faltung der Schuppe B_2 erscheinen am Gipfelbau des Nederers stellenweise nochmals Triasgesteine (Kössener kalkige Dolomite und Kalke). Der Schuppe A fehlen die obersten Kieseltonschiefer und das oberste Kieselkalkband.

td = Triasdolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *kd* = Kössener Dolomit. — J_1 = Jurakieselkalke. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_2 = Jurakieseltonschiefer oder Tonschiefer. — y = „*Arnioceras*" Fundstelle von Young.

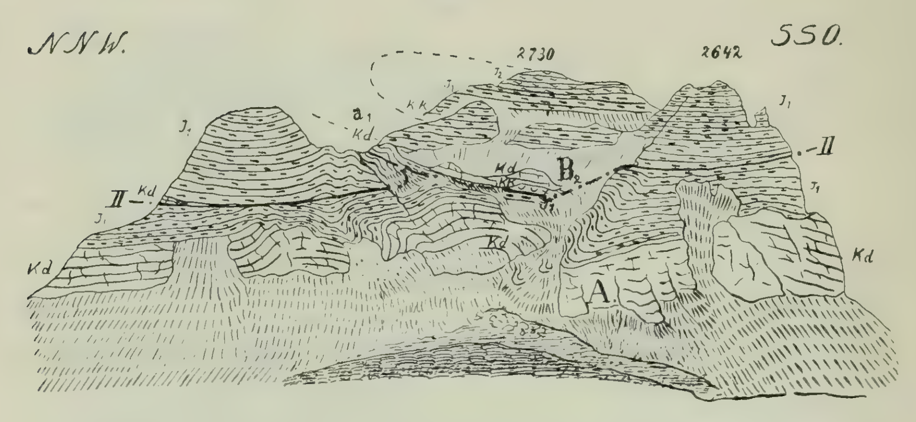
Am Westende des Schober-Mölszuges, bei P. 2453 (cfr. Profiltafel XI, Figur 1) fehlen der Schuppe A nur die obersten Kieseltonschiefer, die Schuppe B_2 führt an ihrer Basis kalkige und normale Kössener Dolomite. Die Verhältnisse an der nördlichen Schoberspitze zeigt Fig. 2. Östlich der nördlichen Schoberspitze (cfr. Profiltafel XI, Figur 2) fehlen der Schuppe A die obersten Kieseltonschiefer und das oberste Kalkband, die Schuppe B_2 führt an ihrer Basis wenig mächtige Blöcke von Triasdolomit oder vielleicht schon von Kössener Dolomit.

Noch weiter östlich (cfr. Profiltafel XI, Figur 3) an der Klammer-Sonnenspitze fehlen der Schuppe A teilweise die obersten Kieseltonschiefer und die Kalke, die Schuppe B_2 führt an

ihrer Basis wenig mächtige Blöcke von Triasdolomit; noch weiter östlich an der Klammspitze und am West- und Ostgrat derselben (cfr. Profiltafel XI, Figur 4) fehlen der Schuppe A teilweise die obersten Kieseltonschiefer, die Schuppe B_2 führt an ihrer Basis Kössener Schichten und Triasdolomit, welcher auf der Nordseite der Klammspitze durch nachträgliche Faltung, durch die Antiklinale a_6 ziemlich mächtig erscheint.

Am Nederer (cfr. Profiltafel XI, Figur 4) fehlt der Schuppe A zum Teil die oberste Kieseltonschieferlage und das oberste Kalkband. Die Schuppe B_2 ist hier in eine liegende, S-förmige Falte gelegt (cfr. I. Teil,

Fig. 4.



Ansicht des Westabfalls des Obertarntales mit den Schuppen A und B_2.

Die Kieselkalke der Schuppe A transgredieren teilweise auf den Kössener Dolomiten. Bei P. 2642 setzt die muldenförmige Faltung der Schuppe A in B_2 nicht fort. Bei P. 2730 ist die dritte S-förmige Falte der Schuppe B_2 durch Kössener Kalke noch angedeutet. Von der zweiten S-förmigen Falte ist nur die nach Norden sich öffnende untere Muldenregion gut zu sehen. Ihr oberes Sattelstück ist durch nachträglich nochmals gefaltete (a_1) und überschobene Kössener Dolomite angedeutet.

kk = Kössener Kalke. — kd = Kössener Dolomite. — J_1 = Jurakieselkalke. J_2 = Jurakieseltonschiefer. — a_1 = Antiklinale. — II = Überschiebung.

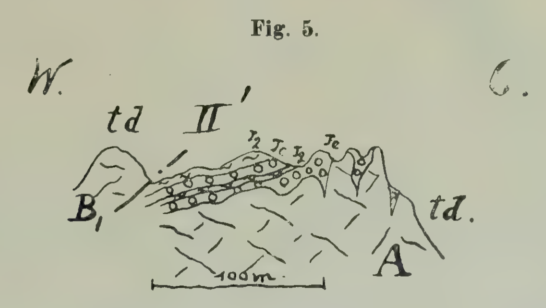
bei der Schilderung der Verbreitung der Triasgesteine und II. Teil, Figur 20) und führt an ihrer Basis Kössener Schichten und Triasdolomit. Der Triasdolomit trägt auf der Südseite des Nederers an zwei Stellen Kappen von Jurakonglomeraten. Er bildet also mit diesen überschobene Stücke der „fossilen Jurasteilküste“ (cfr. I. Teil, pag. 261 [55]). Figur 3 des II. Teiles stellt das westliche, größere der beiden genannten Vorkommen dar.

Südlich des Untertarntales fehlt der Schuppe A auf der Westseite des Hauptmassivs bis auf eine kleine Stelle am Klein-Reckner-Westgrat der Kieseltonschieferhorizont vollständig, auf der Ostseite hingegen findet vor dem endgültigen Verschwinden ein

allmähliches südliches Auskeilen desselben statt (cfr. Profiltafel XI, Figur 2, 3, 4 und Profiltafel XII, Figur 1, 2, 3). Die Schuppe B_2 besteht an ihrer Basis im Westen des Hauptmassivs aus wenig mächtigen, lokal auskeilenden Kössener Dolomiten, -Kalken und -kalkigen Dolomiten, welche mit den hangenden Kieselkalken in drei liegende S-förmige Falten (cfr. pag. 23—24) gelegt sind, im Osten schwillt am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze die Trias mächtig an und reicht östlich des Obertarntales bis in das Niveau der Raibler(?) Schichten. Infolgedessen liegen hier die Raibler(?) Rauhwacken auf den Kössener Schichten der Schuppe B_2 (cfr. Fig. 9 des II. Teiles).

Die geschilderten Verhältnisse werden in Profiltafel XI durch die Figuren 2, 3, 4, in Profiltafel XII durch die Figuren 1, 2, 3 näher erläutert. Die Stelle, wo an dem Westabfalle des Obertarntales die Kieseltonschiefer zu verschwinden beginnen, stellt Figur 4 dar.

Fig. 5.



Überlagerung der Schuppe A durch die Schuppe B_1 auf der Höhe des auffälligen Eckpfeilers im südlichen Lizumtal.

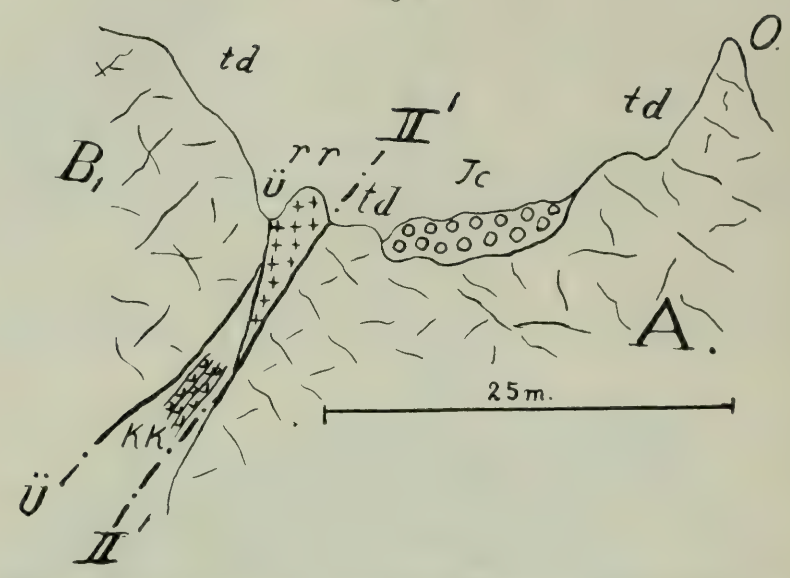
J_2 = Tonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — td = Triasdolomit.

Weitere Detailprofile für das allmähliche Verschwinden des Kieseltonschieferhorizonts der Schuppe A und das Auftreten der tiefsten Triasniveaus an der Basis der Schuppe B_2 liefern die Figuren 5 und 6.

Die Kieseltonschiefer oder ihre Vertreter die Tonschiefer, welche in der Schuppe A östlich des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze noch zirka 80 *m* mächtig den Konglomeraten auflagern, sind an dem auffälligen Eckpfeiler im südlichen Lizumtal nebst den alternierenden Konglomeraten nur mehr zirka 25 *m* mächtig (Figur 5).

Noch weiter südlich, westlich eines auffälligen, von Triasdolomit gebildeten Zackens, am Westende der in die Südflanke des auffälligen Eckpfeilers eingeschnittenen Rinne sind die Tonschiefer von den Konglomeraten oder den Triasdolomiten der Schuppe A ganz verschwunden, so daß der Triasdolomit und die nur teilweise vorhandene Rauhwacke der Schuppe B_1 unmittelbar auf den Triasdolomit und weiter südlich auf die Kössener Schichten der Schuppe A zu liegen kommt, von denen bei der Überschiebung der Schuppe B_1 noch ein keilförmiges Stück zwischen die Rauhwacken und den Triasdolomit der Schuppe A eingepreßt ist (vergl. Fig. 6).

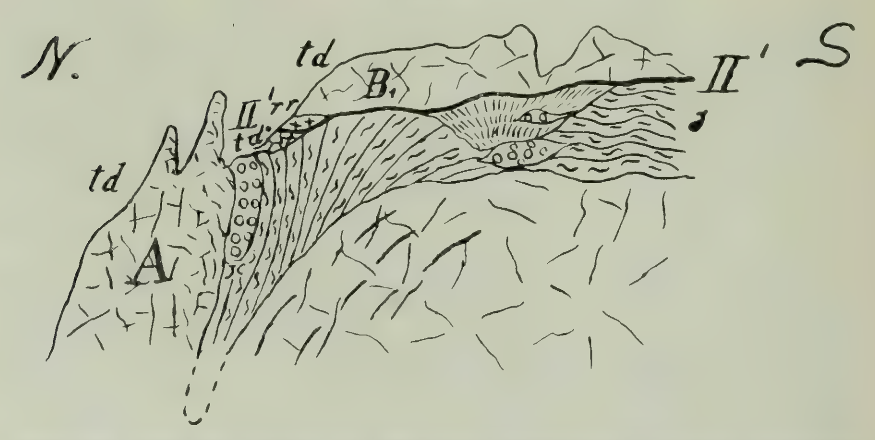
Fig. 6.



Verkeilungserscheinungen an der Schubfläche II' zwischen der Schuppe B_1 und A (im südlichen Lizumtal).

Jc = Jurakonglomerate. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

Fig. 7.



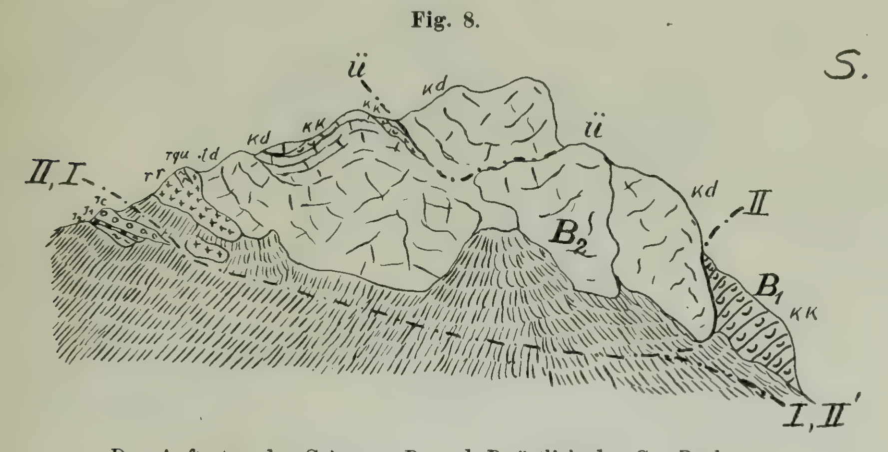
Durch den Druck der Schuppe B_1 wurden die Tonschiefer der Schuppe A muldenförmig in den Triasdolomit der Schuppe A hineingepreßt. (Südliches Lizumtal.)

Jc = Jurakonglomerate. — J_2 = Juratonschiefer. — *td* = Triasdolomit. *rr* = Raibler (?) Rauhwacken.

Der Druck, welchen die Schuppe B_1 während ihrer Überschiebung auf die Schuppe A ausübte, war so groß, daß zwischen dem auffälligen Triasdolomitzacken und der Südwand des markanten Eckpfeilers der Triasdolomit der Schuppe A längs einer etwa Ostwest streichender Verwerfung zersprang und daß in die dabei entstehende klaffende Spalte von oben her die über den Dolomit transgredierenden Tonschiefer der Schuppe A muldenförmig eingepreßt wurden, wie Figur 7 zeigt.

Figur 8 zeigt die Auflagerung der Schuppe B_2 auf das Südende der Schuppe B_1 und auf das basale Vorland. Die Kössener Kalke der Schuppe B_1 fallen deutlich unter die Kössener Dolomite der Schuppe B_2, welche im Süden in

Fig. 8.



Das Auftreten der Schuppe B_1 und B_2 östlich des Gr. Reckners.

J_2 = Jurakieseltonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — kd = Kössener Dolomite. — kk = Kössener Kalke. — td = Triasdolomit. — rr = Raibler (?) Rauhwacken. — rqu = Raibler (?) Quarzite. I, II und II' = Überschiebungen. — $\ddot{u}$ = Lokalüberschiebung.

Triasdolomit übergehen, der mit Rauhwacken verknüpft ist. Die Kössener Dolomite sind durch eine untergeordnete, im allgemeinen 45° nach NW geneigte und durch große Rutschflächen angedeutete Überschiebungsfläche = Ü gespalten. Die Rauhwacken, welche auf den Juraschichten des basalen Vorlandes zu liegen kommen, enthalten einen mylonitisierten Quarzithorizont.

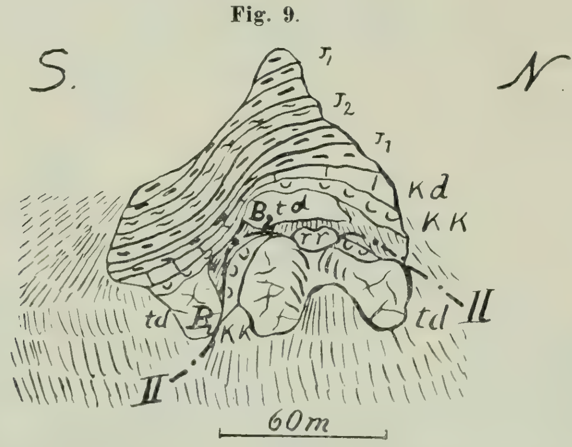
Die Kössener Dolomite der Schuppe B_2 lassen sich von hier mit lokalen Unterbrechungen bis zur Stelle (und darüber hinaus) verfolgen, wo zum erstenmal an der Basis des Südendes der Schuppe B_2 Rauhwacken auftreten. Diese Stelle ist durch Figur 9 dargestellt.

Die große Mächtigkeit der östlich des großen Reckners gelegenen Kössener Schichten, welche von der übrigen beträchtlich abweicht, ist also nur scheinbar, sie wird dadurch bedingt, daß die Schuppe B_1

aus den nämlichen Triasgesteinen besteht, welche die Basis der Schuppe B_2 aufbauen (Figur 9).

Unterhalb des östlichen Ausstreichens der tiefsten Talsenke des Obertarntales besitzt der Sonnenspitz-Südgrat einen Felsvorsprung mit dreieckiger Ostseite. Diese ist in Figur 9 dargestellt. Ein wenig mächtiges Rauhwackenvorkommen an der Basis des Triasdolomits der Schuppe B_2 ruht auf korallenführenden tonigen Kössener Kalken der Schuppe B_1.

Fig. 9.



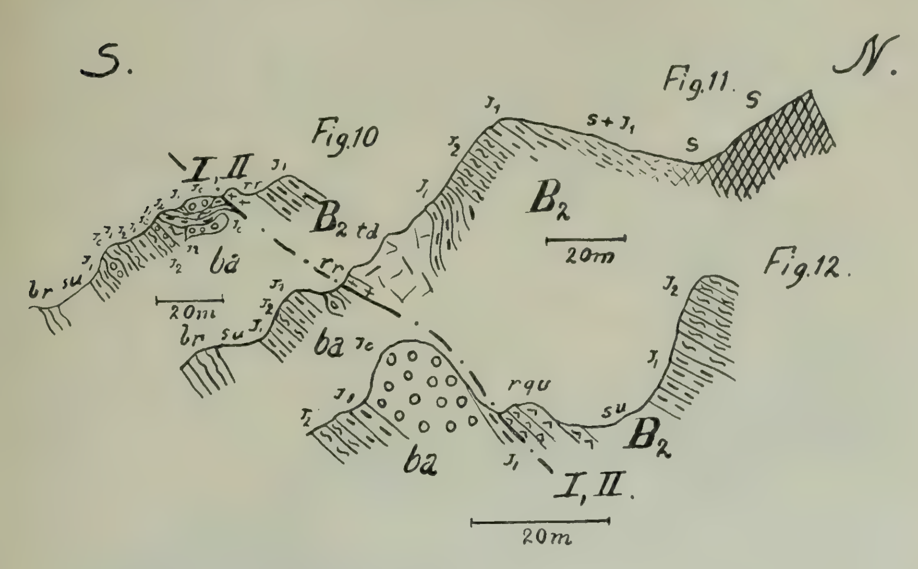
Das Nordende der Schuppe B_1 am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze.

J_2 = Kieseltonschiefer. — J_1 = Kieselkalke. -- *kd* = Kössener Dolomit. *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacke.

Figur 10, 11, 12 zeigt die Auflagerung der Raibler Horizonte der Schuppe B_2 auf die stark verkneteten und mylonitisierten Juragesteine des basalen Vorlandes. Diese drei Profile sind von der Südseite des Hauptmassivs genommen. Figur 10 ist das westlichste, Figur 12 das östlichste. Profil 10 ist vom rechten Ufer des „Oberen Baches" genommen, Profil 11 schneidet das westliche der beiden Triasdolomitvorkommnisse auf der Südseite der Geierspitze und Figur 12 stammt vom Ende der oberen Terrasse des Nordostgrates der Geiersspitze.

Wir kommen zu dem Resultate: Die nach Süden geneigte Schubfläche der Schuppe B_2 ließ sich auch an den Profilen nachweisen. Wenn man nun weiter berücksichtigt, daß die Trias und Juragesteine der Schuppe B_2 den Trias und Juragesteinen der Schuppe A absolut identisch sind, daß ferner die Schuppe B_2 Quarzphyllit oder Brennerschiefer nicht führt, dann kommen wir zu dem Schlusse: die Schuppe B_2 ist der südlichste Teil der alten Schuppe A (cfr. Figur 1*b*), welcher nach der Lostrennung von derselben im Süden und im Norden keilförmig ausgebildet war, im Süden infolge der Überschiebungsfläche I, im Norden infolge der Schubfläche II.

Die Schuppe B_1 ist, da sie von I und II und einer dritten Schubfläche II', welche in Figur 1 *b* nicht angegeben ist, begrenzt wird, ebenfalls keilförmig ausgebildet. Sie besteht nur aus abgespalteten Triasgesteinen der Schuppe B_2 uud wurde von dieser auf die Schuppe *A* nordwärts verfrachtet.



su = Bergschutt. — *s* = Serpentingesteine. — J_2 = Jurakieseltonschiefer. — *o* = Tonschiefer. — *o* = Quarzserizitschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler Quarzite. — *br* = Brennerschiefer.

I, II = Überschiebungen. B_2 = Schuppe. — *ba* = basales Vorland.

Die „vier Zonen" der durchgerissenen „S"-Falte.

In Figur 1 *b* des I. Teiles wurden an der bereits durchgerissenen großen Falte vier Zonen angedeutet. Jede derselben zeichnet sich durch ein charakteristisches Profil aus.

In der ersten Zone liegt überschobener Quarzphyllit des Hinterlandes auf normal liegendem Quarzphyllit des Hinterlandes. Entweder waren auf diesen beiden Phyllitkomplexen niemals mesozoische Sedimente zum Absatz gekommen oder sie sind bei den Überschiebungsvorgängen abgeschert und ausgewalzt worden. Die erste Annahme scheint die wahrscheinlichere zu sein.

In der zweiten Zone hat man zu unterst Quarzphyllit des basalen Vorlandes, darauf eine sich nach Süden öffnende, überkippte Mulde von basalen mesozoischen Schichten, über welche der überkippte Quarzphyllit des mittleren Schenkels und der normal liegende Quarzphyllit und das normal liegende Mesozoikum des oberen Schenkels geschoben ist.

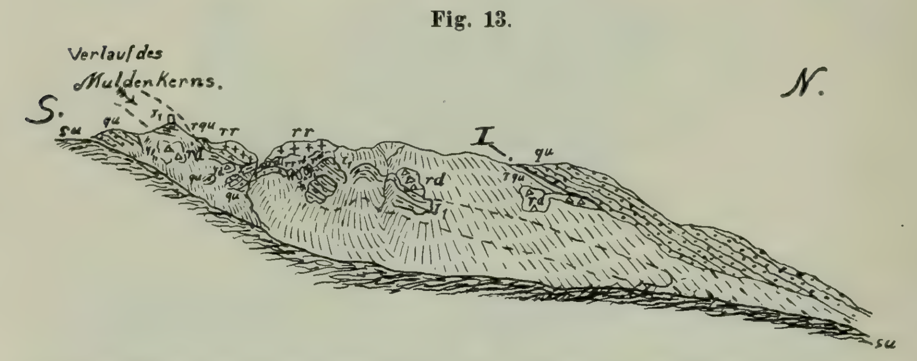
In der dritten Zone fehlt infolge einer Auswalzung oder Abscherung oder aus stratigraphischen Gründen bereits das überkippte Mesozoikum des Mittelschenkels. Es kommt der überkippte oder der normal liegende Quarzphyllit des hangenden Schenkels auf das Mesozoikum des basalen Vorlandes zu liegen.

In der vierten Zone liegen infolge einer gänzlichen Reduktion des Mittelschenkels und des Quarzphyllits des hangenden Schenkels die mesozoischen Schichten des hangenden Schenkels mit normaler Schichtfolge auf den mesozoischen Schichten des basalen Vorlandes.

Die erste und zweite Zone.

Die erste und zweite Zone ist in der Natur durch das Fenster des Mölstales, das sich bis über die Mölserscharte und

Fig. 13.



Die überkippte und vom Quarzphyllit der Schuppe *A* überfahrene, mesozoische Mulde des Mölstales.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratonschiefer. — J_1 = Jurakieselkalke. *rd* = Raibler (?) Dolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *qu* = Quarzphyllit.

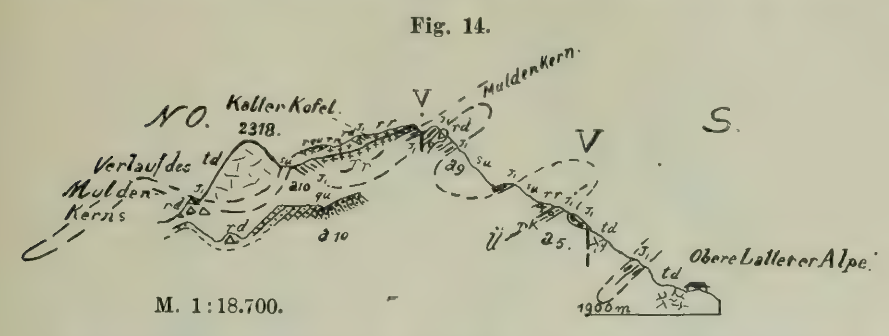
bis in die Gegend oberhalb der oberen Lattereralpe verfolgen läßt, sehr gut aufgeschlossen (cfr. Geolog. Karte, die tektonischen Reliefs und Profiltafel XI, Figur 2, ferner die geologische Übersichtskarte des I. Teiles sowie Figur 13, 14 und 15 des II. Teiles). Die Zone I zeigt sich am besten auf der Profiltafel XI in Figur 2.

Sie stellt eine, von der Mölser Alpe (Hochleger) aus genommene Ansicht der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales dar, welche vom Quarzphyllit der Schuppe *A* überschoben ist. (Figur 13).

Figur 14 zeigt zwischen dem Kalten Kofel und der oberen Latterer Alm das Ausstreichen der mesozoischen, überkippten Mulde des Mölstales sowie der Zone 2. Der Triasdolomit des Kalten Kofels sowie die mächtigen Rauhwacken südlich desselben gehören dem überkippten Schenkel derselben an. Das kleine Neben- und Parallelprofil in Figur 14 (südlich des Kalten Kofels) verläuft

westlich des Hauptprofils. Es zeigt noch Teile des liegenden Schenkels und ist ebenso wie das zweite Parallelprofil, welches östlich des Kalten Kofels verläuft, in richtiger Höhenlage gezeichnet.

Fig. 14.

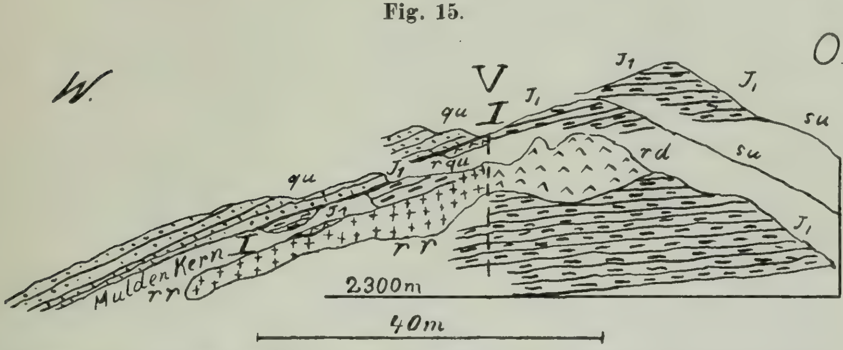


Das Ausstreichen der überkippten, mesozoischen Mulde des Mölstales südlich des Kalten Kofels.

su = Bergschutt. — J_1 = Jurakieselkalke. — *td* = Triasdolomit. — *rk* = Raibler (?) Kalke. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. *rd* = Raibler (?) Dolomite. — *V* = Verwerfung. — *Ü* = Lokalüberschiebung mit Mylonitbildung. a_5, a_9, a_{10} = Antiklinalzüge.

Ungefähr senkrecht zu dem in Figur 14 dargestellten Profil verläuft das Profil Figur 15. Es ist der Südabfall des höchsten, im Profil Figur 14 gegebenen Punktes dargestellt. Man sieht hier noch den überschobenen Quarzphyllit der Schuppe *A* auf wenig

Fig. 15.

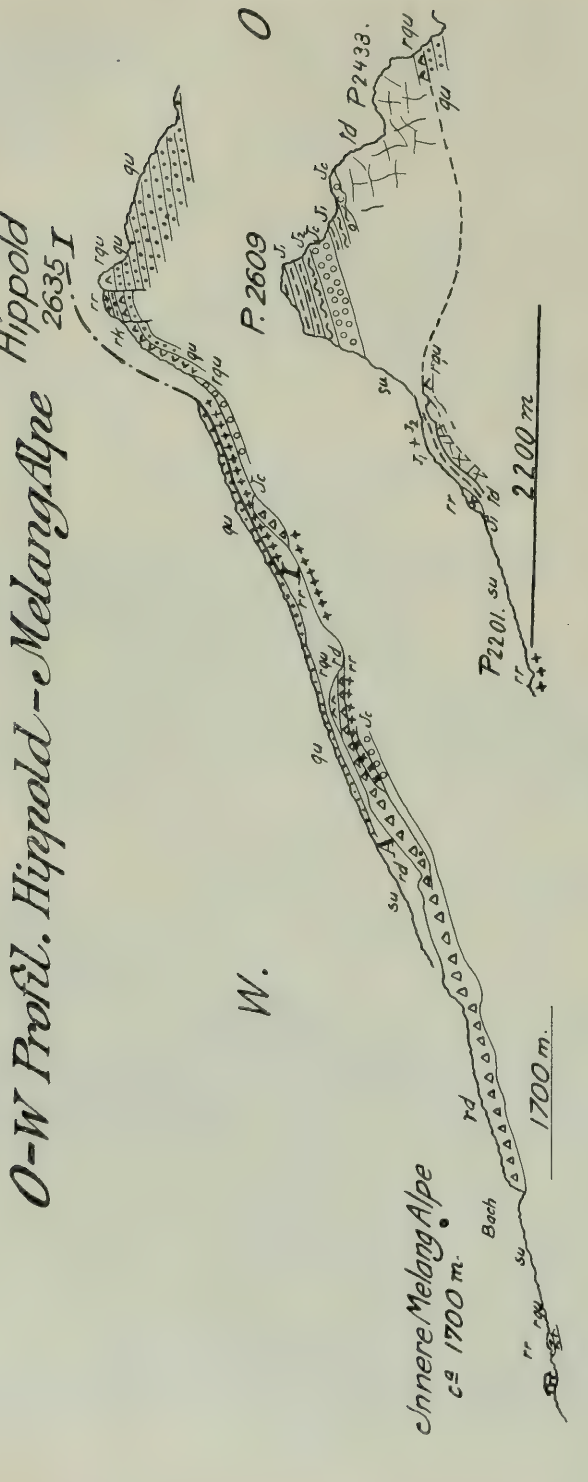


Längsschnitt der überkippten Antiklinale a_9 (cfr. Fig. 14) südlich des Kalten Kofels.

su = Bergschutt. — J_1 = Jurakieselkalke. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacke. *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *rd* = Raibler (?) Dolomite.

Quarzit des oberen Schenkels der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales ruhen. Die Rauhwacken und der von ihnen durch eine Verwerfung getrennte Raibler (?) Dolomit bilden den Kern des nach

Fig. 16a.



Maßstab: ca. 1:30.000.

Fig. 16 b.

N-S Profil Kahle Wand - Krovenz-Spitz
(Östliche Umrahmung des Lizumtales)

S. Krovenz Sp. 2606 Hippold 2635 2609 2614 V P. 2570 Thorspitze 2659 Hennensteigen A A Graue Wand 2559 Thorjoch Kahle Wand 2855 B1 B2 N

Maßstab: ca. 1 : 37.000.

Drei Profile durch das östliche Lizumtal. — Bemerkenswert ist das westliche Absinken der Schichten.

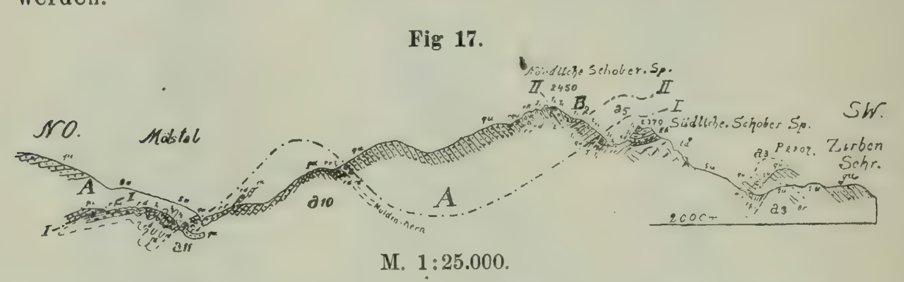
su = Bergschutt. — J_2 = Jurakieselschiefer oder Tonschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieseltonschiefer. *kd* = Kössener Dolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. *rd* = Raibler (?) Dolomite. — *rk* = Raibler (?) Kalke. — *qu* = Quarzphyllit. — *d* = Eisendolomit. — *br* = Brennerschiefer. A_1, B_1, B_2 = Schuppen. — *a* = Antiklinalen.

Süden überkippten Sattels = a_9, welcher in Figur 14 angedeutet ist und selbst wieder dem liegenden Schenkel der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales angehört. Infolge dieser Sattelüberkippung treten die jurassischen Kieselkalke im Liegenden und Hangenden der Trias auf.

Außerhalb des auf der kolorierten Karte dargestellten Gebietes tritt die Zone 2 östlich des Lizumbaches am benachbarten Hippold und nördlich und westlich desselben auf (cfr. I. Teil Übersichtskarte und II. Teil, Figur 16 *a* und *b* und Profiltafel XI, Figur 5).

Im Profil Hippold—Melangalpe (Figur 16 *a*) ist das oberste Profil im richtigen Höhenverhältnis zum mittleren Profil gezeichnet. Man sieht den Quarzphyllit der Schuppe *A* auf der überkippten mesozoischen Mulde lagern, deren Kern durch Jurakonglomerate deutlich gemacht wird, die von Triasgesteinen über- und unterlagert werden.

Fig 17.



M. 1:25.000.

Das Auftreten der „Zonen 2 und 3" im Mölstal und am Schober-Mölszug.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratonschiefer oder Kieseltonschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — *kd* = kalkige Kössener Dolomite. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *rk* = Raibler (?) Kalke. — *rd* = Raibler (?) Dolomite. — I, II = Überschiebung. — *A*, B_2 = Schuppen. — a_3, a_5, a_{10}, a_{11} = Antiklinalzüge.

Die dritte Zone.

Die Zone 3 ist heute nur am Westende des Schober-Mölszuges, am Südgrat des P. 2453, dann zwischen den beiden Schoberspitzen und östlich der Scharte P. 2416, welche nördlich der Klammer-Sonnenspitze liegt, aufgeschlossen. Bemerkenswert ist in ihr eine nicht nur von Norden nach Süden, sondern auch von Westen nach Osten stattfindende Reduktion des Quarzphyllits der Schuppe *A*, welche sich auf die teilweise überkippte Antiklinale a_5 des basalen Vorlandes legt (cfr. II. Teil, Figur 1 *b*, Figur 17 und Profiltafel XI, Figur 1 und 4).

Figur 17 zeigt im Mölstal an drei Stellen (bei den Antiklinalen a_{11}, a_{10} und nördlich der Antiklinale a_{11}) nochmals die Zone 2; zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze die Überlagerung jurassischer Kieselkalke des basalen Vorlandes durch den Quarzphyllit der Schuppe *A*, welcher hier noch mit mesozoischen Schichten bedeckt ist, die in den nördlichen Gebieten bereits alle wegerodiert sind.

Die vierte Zone.

Leider läßt ein breiter Saum von Bergschutt nicht erkennen, ob derjenige Teil der Schuppe A, welcher die unteren Partien des Tarntaler Hauptmassivs ausmacht, noch zur Zone 3 oder schon zur Zone 4 gehört. Sehr wahrscheinlich ist letzteres der Fall, denn der Quarzphyllit am Südgrat der N. Schoberspitze und östlich der Scharte 2416 ist schon so wenig mächtig, daß zwischen den genannten Stellen und der Nordseite des Hauptmassivs ein völliges Auskeilen des Phyllites leicht denkbar ist.

Auch enthalten die mylonitischen Konglomerate, welche östlich und westlich des Hauptmassivs durch die Erosion bereits aufgeschlossen sind, niemals Quarzphyllitstücke als tektonische Komponenten.

Zur Zone 4 hat aber sicher die Schuppe B_2 gehört, als sie noch nicht auf die Schuppe A geschoben worden war, sondern als sie mit dieser über das basale Vorland hinwegfuhr.

2. Tertiäre Faltungen in den Tarntaler Bergen.

a) Entstehung derselben.

Die tertiären Falten haben eine Streichrichtung von N 60—70° O und sind durch Kräfte und Gegenkräfte entstanden, welche etwa senkrecht zu dieser Richtung, also etwa im Nordwesten und Südosten der Tarntaler Berge einsetzten. Daneben wurden sie auch von Kräften und Gegenkräften beeinflußt, die im Osten und Westen der Tarntaler Berge sich auslösten und welche die Achsen der in N 70° O streichenden Falten entweder nach dem Süden hin ablenkten oder eine ca. nordsüdlich streichende, mulden- und sattelförmige Aufwölbung derselben hervorbrachten. Diese ostwestlich wirkenden, bedeutend schwächeren und seltener nachweisbaren Kräfte werden am besten als Komponenten aufgefaßt, die durch Verkeilungserscheinungen während der Faltungen entstanden sind.

b) Relatives Alter der tertiären Faltungen der Tarntaler Berge.

Die großen Faltungen der Tarntaler Berge sind jünger als die großen Überschiebungen, denn 1. sind — gleiche Faltbarkeit der Gesteinsmassen vorausgesetzt — durch sie die aufeinanderliegenden Schuppen B_2, B_1, A_1 und das basale Vorland gleichsinnig gefaltet, 2. wurden die S. Q., welche, wie im I. Teil pag. 272 [66] gezeigt wurde, später als die Überschiebungen einsetzten, in leicht faltbaren Gesteinen, zum Beispiel in den Kieseltonschiefern, nachträglich noch stark mitgefaltet.

c) Allgemeines Streichen der Faltenzüge.

Wie die geologische Übersichtskarte des I. Teiles, ferner die Profile der Profiltafel XI und die beiden tektonischen Reliefs des II. Teiles näher zeigen, lassen sich 11 größere Antiklinalen

(a_1—a_{11}) und die dazugehörigen Synklinalzüge unterscheiden, deren Streichen im allgemeinen N 60°—70° O ist. Der Verlauf der einzelnen Mulden- und Sattelzüge ist in der Natur oft nicht leicht zu verfolgen, da entweder viel Berg- und Moränenschutt die Schichten verhüllt oder große Teile der Mulden und Sättel der Erosion bereits zum Opfer gefallen sind.

d) Änderungeu im Hauptstreichen der Faltenzüge.

An manchen Stellen der Tarntaler Berge wirkten die faltenden Kräfte besonders stark und rasch. Dort wurden 1. die Sattel- und Muldenzüge stärker zusammengepreßt und ihre Achsen verbogen, 2. die ursprüngliche gerade Streichrichtung wurde oft stark nach Süden ausgebuchtet, 3. die Sattel- und Muldenzüge wurden längs paralleler Verwerfungsspalten in einzelne Teile zerstückelt, welche selbst wieder verschieden stark zusammengepreßt, gefaltet und gegeneinander verschoben wurden. (Siehe später bei den „Verwerfungen".)

e) Auftreten von Nebensätteln und Nebenmulden sowie das Verschwinden einzelner Sättel und Mulden.

Öfters nimmt man wahr, daß Hauptsättel sich in Nebensättel und Nebenmulden spalten.

Dies ist 1. beim Sattelzug a_1 der Fall: *a*) an der Kahlen Wand (cfr. Profiltafel XI, Figur 5), *b*) im Obertarntal (cfr. geologische Übersichtskarte im I. Teil und die kolorierte Karte des II. Teiles, ferner die beiden tektonischen Reliefs im II. Teil sowie Figur 1 im I. Teil und Figur 4 im II. Teil, ferner im II. Teil Figur 3 und 4 der Profiltafel XI).

Die einfache Mulde, die im überschobenen Triasdolomit der Kahlen Wand (cfr. Profiltafel XI, Figur 5) deutlich ausgeprägt ist, findet sich auch im Hauptmassiv. In ihrem Kern liegen südlich von a_1 die beiden Reckner Gipfel. Sie endet schlüsselförmig am Westabfall des Westgrates des Kleinen Reckners. Auf der Ostseite des Hauptmassivs löst sie sich in den Triasgesteinen der Schuppen A, B_1 und B_2 in eine Menge unbedeutender Sekundärmulden und Sättel auf, welche auf der kolorierten Karte eingetragen sind.

2. Die Mulde zwischen den Antiklinalen a_2 und a_3 ist an der „Grauen Wand", welche außerhalb des auf der kolorierten Karte dargestellten Gebietes gelegen ist (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 5), in 2 Sekundärmulden gespaltet.

3. Die Antiklinale a_3 zeigt auf der Nordseite des Nederers 2 Sekundärsättel (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 3).

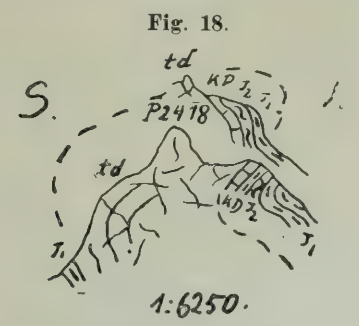
4. Die Antiklinale a_4 besitzt am Südgrat der Klammspitze 2 spitze Sekundärsättel (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 4 und Nebenfigur), deren nördlicher schon das Bestreben, nach Norden umzukippen, zeigt. An der „Grauen Wand" (cfr. II. Teil Profiltafel XI, Figur 5) ist die Antiklinale a_4 ebenso wie die Antiklinale a_3 bereits nach Norden überkippt. Die Antiklinale a_4 besitzt auch am

Klammjoch und noch weiter westlich (cfr. Profiltafel XI, Figur 3, 2 und 1 und Figur 22 im I. Teil) noch Sekundärfaltungen, die schon teilweise wegerodiert sind.

5. Die Antiklinale a_5 zeigt in der Schuppe A am Ostgrat der Klammspitze bei P. 2418 und westlich davon unter den Triasgesteinen der Schuppe B_2 starke Sekundärfaltungen. Diejenigen bei P. 2418 stellt Figur 18 dar. Hier veranlaßt ein Kern von Triasdolomit die starke Öffnung der Antiklinale, während die Schenkel derselben sonst zu einem isoklinalen Schichtpaket zusammengepreßt sind.

6. Nördlich der Antiklinale a_{11} treten im Fenster des Mölstals noch mehrere Sekundärfalten auf (cfr. Figur 13 und 17 des II. Teiles), die jedoch auch bei der Überschiebung der Schuppe A entstanden sein könnten.

Fig. 18.



Sekundärfaltungen der Antiklinale a_5 am Ostgrat der Klammspitze.

J_2 = Juratonschiefer und Kieseltonschiefer. — J_1 = Jurakieselkalke.
kd = Kössener Dolomit. — *td* = Triasdolomit.

Das Verschwinden einzelner Sättel und Mulden zugunsten eines einzelnen Sattels oder einer einzelnen Mulde zeigt sich sehr deutlich am Schober-Mölszug (cfr. Tektonische Übersichtskarte, tektonisches Relief Nr. 1, Profiltafel Nr. XI, Figur 1, 2, 3, 4 und Figur 2 des II. Teiles). Während wir nördlich der Klammspitze noch die Antiklinalen a_7, a_8, a_9 antreffen, fehlt dem Schober-Mölszug von der Klammersonnenspitze an bis zur nördlichen Schoberspitze zunächst nur die Antiklinale a_8. An der N-Schoberspitze ist bereits a_7 und a_8 verschwunden. Von der nördlichen Schoberspitze an bis zum Westende des Schober-Mölszuges vermißt man noch dazu die Antiklinale a_6, so daß bei P. 2453 zwischen den Antiklinalen a_9 und a_5 nur eine einzige ziemlich flache Mulde auftritt, die östlich der N-Schoberspitze durch mehrere steile und enge Mulden und Sättel ersetzt wird.

f) Beziehungen der Falten zur Gesteinsbeschaffenheit der Schuppen.

Durch das Auftreten von mächtigen, unfaltbaren Gesteinsmassen kamen manche Falten schlecht oder gar nicht zum Ausdruck. So ließ der Triasdolomit der südlichen Schoberspitze

in den ihn bedeckenden Kössener Schichten die tiefgreifende Mulde, welche zum Beispiel westlich der südlichen Schoberspitze angetroffen wird, nicht zur Ausbildung kommen. Der Triasdolomit am Ostgrat der Klammspitze bewirkte, wie schon früher (cfr. Figur 18 des II. Teiles) bemerkt wurde, eine Öffnung und Verbreiterung der häufig zusammengeklappten Antiklinale a_5.

Das beste hierhergehörige Beispiel liefert jedoch das Tarntaler Hauptmassiv. Die Schuppe B_2 zeigt hier an drei Stellen einen Faltenbau, der von dem der Schuppe A und des basalen Vorlandes stark abweicht (cfr. im I. Teil Figur 6; im II. Teil, Profiltafel XI, Figur 2, 3, 4, Profiltafel XII, Figur 7, 8, 9, ferner die tektonischen Reliefs Nr. 1 und 2).

Die mächtigen Triasdolomit- und Konglomeratmassen der Schuppe A ließen in dieser jene drei „S"-förmigen Falten nicht zu stande kommen, welche am Nederer, am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze und im südlichen Obertarntal auftreten und im I. Teil bei der Schilderung der Verbreitung der Triasgesteine bereits genau beschrieben wurden. Diese drei stark zusammengepreßten Falten sind jedoch selbst wieder in Sättel und Mulden gelegt, welche auch in der Schuppe A und im basalen Vorland angetroffen werden (cfr. zum Beispiel die Mulde am Nederer, den Sattel a_1, die Mulde südlich des Sattels a_1). Wenn man nicht annehmen will, daß sich die drei „S"-Falten schon bei und infolge der Überschiebung der Schuppe B_2 gebildet haben, kann man sich die Faltungsvorgänge der Schuppe B_2 folgendermaßen denken, wobei berücksichtigt wird, daß die Schuppe B_2 der Schuppe A nur lose auflag und sich stärker als diese zusammenstauchen ließ.

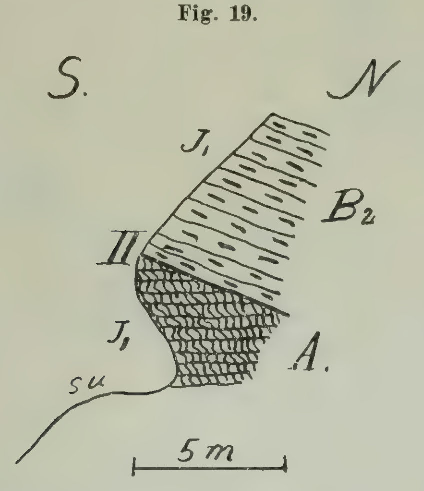
Es bildete sich zunächst in der Gegend des heutigen Nederers eine normale Antiklinale, welche durch das ständige von Süden her erfolgende Nachdrängen der Schuppe B_2 bald nach Süden überkippte und zur ersten und nördlichsten „S"-Falte sich herausbildete. Diese leistete als Schichtverdickung starken Widerstand und veranlaßte, daß sich Teile der Schuppe B_2 so überholten, daß die zweite S-förmige Falte am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze entstand. Hierauf bildete sich in der Gegend des heutigen Obertarntales südlich des später entstandenen Sattels a_1 eine im Osten nur seichte Mulde mit flachen nord- und südfallenden Schenkeln. Westlich vom im Obertarntal gelegenen P. 2703 nahm aber nun die Intensität der Faltung rasch zu, da die aus den Verkeilungserscheinungen resultierenden Ostwestkräfte hier sehr stark wirkten. Es bildete sich im Westen eine allmählich immer tiefer greifende Mulde und der dazugehörige Sattel aus, welche nach Süden hin zum P. 2730 (welcher nordwestlich des Kl. Reckner liegt) abgelenkt wurden (cfr. Profiltafel XI, Figur 3 und Nebenfigur und geolog. Relief Nr. 1 und Nr. 2, ferner die Änderungen im Schichtstreichen auf der kolorierten Karte).

Im I. Teil wurde schon betont, daß dem unteren Schenkel, der sich nach Nordwesten und Westen öffnenden dritten „S"-Mulde in der Umgebung des P. 2730 die Triasgesteine fehlen und daß des-

halb hier die „S"-Natur der Falte und die Schubfläche zwischen den Schuppen A und B_2 an Deutlichkeit verliert. Der Verlauf der Schubfläche läßt sich aber mit Hilfe von einseitigen Faltungen und tektonischen Diskordanzen an manchen Stellen trotzdem genau feststellen. Wie Figur 4 im II. Teil zeigt, wurden die Kieselkalke der Schuppe A am Nordgrat des P. 2642 zu einer zirka N—S streichenden Mulde gefaltet, welche in den Kieselkalken der Schuppe B_2 nicht zum Ausdruck kommt und welche die halbkreisförmig gebogene Muldenachse der Schuppe B_2 im spitzen Winkel schneidet (cfr. auch Figur 8 der Profiltafel XII).

Auf der Südwestseite des Westgrates des Kl. Reckners östlich des dortigen Wasserfalles ruhen mit sehr deutlicher tektonischer Diskordanz plattige, parallelschiefrige Kieselkalke der

Fig. 19.



Tektonische Diskordanz zwischen Kieselkalken der Schuppe A und der Schuppe B_2 auf der Südseite des Westgrates des Kleinen Reckners.

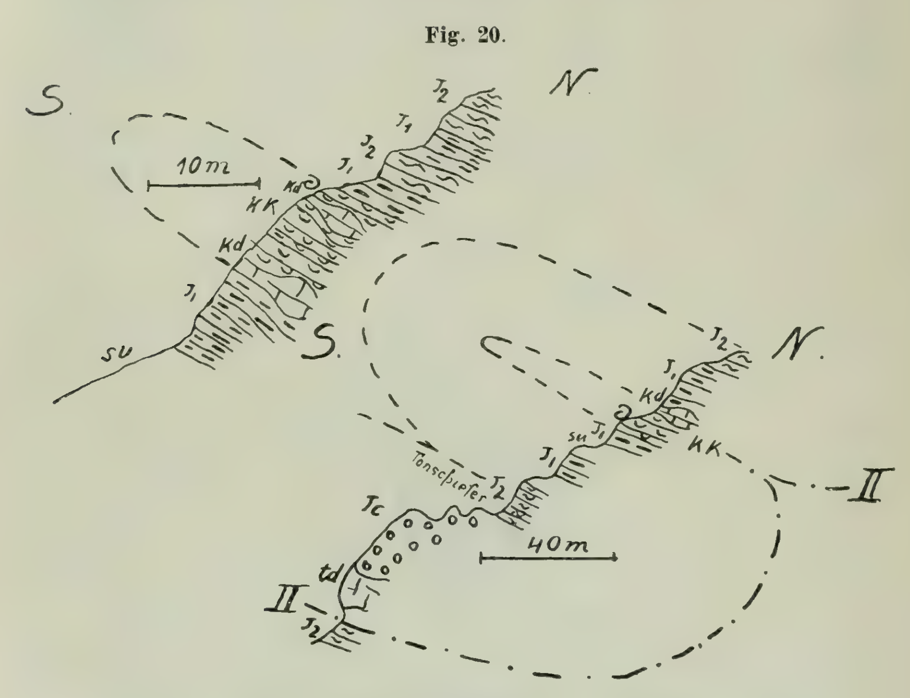
J_1 = Jurakieselkalke. — *su* = Bergschutt.

Schuppe B_2 auf stark gestauchten, transversal geschieferten Kieselkalken der Schuppe A. Ein Profil durch diese beiden aufeinandergeschobenen Kieselkalkkomplexe ist in Figur 19 dargestellt.

Da die liegenden und hangenden Muldenregionen der drei „S"-Falten der Schuppe B_2 zu sehr flachen Schichtpaketen zusammengepreßt wurden, lassen sich infolge der damit verbundenen Ausquetschung und der spitzwinkligen Form der Falten in deren innersten Kernen die obersten Horizonte der Schuppe B_2, die Kieseltonschiefer oder ihre Vertreter, die Tonschiefer meist nicht mehr auffinden, man hat meist nur Kieselkalkkerne. Auf der Südseite des Nederers hingegen enthält der Kern der stark zusammengepreßten unteren Muldenregion der dortigen „S"-Falte noch schwarze Tonschiefer (cfr. im II. Teil Profiltafel XI, Figur 4, ferner Profiltafel XII, Figur 9, ferner Textfigur 3 und 20).

Die drei „S"-förmigen Falten der Schuppe B_2 verhielten sich nun bei der weiteren Faltung derselben wie einfache Schichtplatten und wurden gemeinsam mit den übrigen Teilen der Schuppen B_2, B_1 und A und dem basalen Vorland gleichsinnig gefaltet (cfr. Sattel a_1, a_2 und die zu diesen gehörigen Mulden am Nederer, im Obertarntal und südlich desselben).

Fig. 20.



Profile durch den Südabhang des Nederers.

Durch die Annahme einer „S"-Falte wird das obere Auftreten von Triasgesteinen erklärt. Das untere Profil geht durch die „überschobene Jurasteilküste", das obere läuft östlich derselben durch östlichste Fundstellen von Kössener Versteinerungen (siehe Karte).

su = Bergschutt. — *kd* = Kössener Dolomit und kalkiger Dolomit. — *kk* = Kössener Kalk. — *td* = Triasdolomit. — J_2 = Kieseltonschiefer oder Tonschiefer. — J_1 = Kieselkalke. — *Jc* = Jurakonglomerate. — II = Überschiebung.

Da in der Umgebung der heutigen Klammspitze der Schuppe A mächtige Dolomit- und Konglomeratmassen fehlten, ließ sie sich von Anfang an mit der Schuppe B_2 gleichsinnig falten (cfr. geol. Relief Nr. 1 und Nr. 2 und Profiltafel XI, Figur 4).

g) Die Wirkung der ostwestlichen Faltungskomponenten.

Ostwestliche Faltungskomponenten heißen hier diejenigen von Osten und Westen her auf die N 60—70° O streichenden Hauptfalten drückenden Kräfte, welche durch Verkeilungs-

erscheinungen hervorgerufen wurden. Sie bewirkten 1. ein südliches oder nördliches Umbiegen der Nordost-Südwest streichenden Falten, 2. eine im allgemeinen zirka Nordsüd streichende antiklinale und synklinale Faltung des Hauptmassiv und der Berge östlich des Lizumtales und damit 3. die Herausbildung der flachen Schüsselmulden des Hauptmassivs.

Wie Nordost-Südwest streichende Faltenachsen in der Schuppe B_2 gezwungen wurden nach dem Süden hinabzuschwenken, wurde schon geschildert. In der Schuppe *A* ist bei P. 2526 (im südlichen Lizumtal bei den drei auffälligen Verwerfungen der „fossilen Jurasteilküste“ (cfr. auch I. Teil, pag. 261 [55], Figur 9, ferner das tektonische Relief Nr. 2) ein nördliches Umbiegen der dort überkippten Mulde und des zugehörigen überkippten Sattels festzustellen.

Beim Wetzsteinbruch (P. 2230) und südlich davon zeigt das Streichen der teilweise gebankten Jurakonglomerate und der ihnen eingefalteten oder infolge einer Verwerfung nur angelagerten Kieseltonschiefer oder Tonschiefer das südliche Umbiegen einer zirka nördlich streichenden Mulde an. Die Schenkel derselben sind am Klammspitzsüdgrat zwischen den Antiklinalen a_4 und a_5 isoklinal zusammenklappt und südlich des Klammspitz-Ostgrates stark erodiert und vom Schutt verhüllt.

Zirka Nord-Süd streichende, zum Teil weitgespannte antiklinale Gewölbe sind auf der Westseite des Hauptmassivs bei P. 2642 in den Kössener Dolomiten, auf der Ostseite südwestlich und südöstlich der Wetzsteinbrüche in den Jurakonglomeraten angedeutet (cfr. Profiltafel XII, Figur 8 und 9). Bei P. 2642 schließt sich im Osten eine nur in der Schuppe *A* ausgeprägte Sekundärmulde an, die sich weiter nördlich bis zu den „Isselköpfen“ verfolgen läßt (cfr. Figur 8, Profil XII). Der auf der Nordseite des Nederers noch ziemlich deutlich ausgeprägten antiklinalen Aufwölbung der Konglomerate entspricht an der Geierspitze ein sehr flaches Gewölbe, das sowohl im basalen Vorland, als auch in der Schuppe B_2 angetroffen wird. Die Profile auf Profiltafel XII, Figur 6—9 sind alle auf eine Nord-Süd-Linie orientiert, welche durch den Gipfel der Geierspitze verläuft.

An das Gewölbe des Nederers und der Geierspitze schließt sich in entsprechender Weise eine im Norden tiefergreifende, im Süden flachere tektonische Senke an, in welcher das Lizumtal verläuft. Ihr Ostflügel wird von den Bergen östlich des Lizumtales, welche an der „Kahlen“ und „Grauen Wand“ auch aus Resten der Schuppe B_1 und B_2 und *A* bestehen, gebildet. Sie zeigen deutlich eine östliche Hebung der Antiklinalzüge a_1—a_{11} an, auf welche bereits F. E. Suess aufmerksam machte (cfr. Profiltafel XII, Figur 6, 7, 8, 9 und Figur 16 im II. Teil).

Schüsselmulden sind gut ausgebildet im Obertarntal und am Nederer und auf der Südseite des Hauptmassivs. Sie liegen zwischen den antiklinalen Aufwölbungen der Ost- und Westseite des Hauptmassivs und sind jedenfalls in der Schuppe *A* infolge mächtiger Triasdolomit- und Jurakonglomeratmassen nicht so gut zur

Ausbildung gelangt wie in den leichter faltbaren Gesteinsmassen der Schuppe B_2 und des basalen Vorlandes (cfr. Profiltafel XII, Figur 6—9 und die beiden tektonischen Reliefs).

3. Die Verwerfungen der Tarntaler Berge.

Es gibt eine Überschiebungsrandspalte, viele Faltungszerrspalten und nur eine größere Verwerfung im engeren Sinne, das heißt eine rein radiäre Krustenbewegung, welche unabhängig von den Überschiebungen und Faltungen entstanden und jünger als die Überschiebungsrandspalten und die Faltungszerrspalten ist (cfr. Übersichtskarte im I. Teil und die beiden tektonischen Reliefs in Tafel XIII, II. Teil).

a) Die Klammverwerfung als Überschiebungsrandspalte.

Die große Klammverwerfung durchsetzt das ganze westliche kartierte Gebiet in nordwest-südöstlicher Richtung, durchschneidet den Schober Mölszug, den Schwarzen Schroffen, die Knappenkuchel und die südlich davon gelegenen Gebiete. Da westlich von ihr die Schuppen der Tarntaler Berge nicht mehr angetroffen werden, hat sie wohl während derselben die Rolle einer Randspalte vertreten. Bei den Faltungen hat sie dann später noch die Stelle einer Faltungszerrspalte versehen.

b) Faltungszerrspalten.

Es gibt Faltungszerrspalten, welche mit den häufigen Nordwest-Südost-Faltungen und solche, welche mit den selteneren ostwestlichen Faltungen in Beziehung gebracht werden müssen. Die nordwestlich-südöstlichen laufen der Nordost-Südwest-Richtung, der der faltenden und früher überschiebenden Kräfte annähernd parallel, die ostwestlichen streichen ungefähr in der Ost-West-Richtung, in welcher die ostwestlichen Faltungskomponenten wirkten. Von der Richtung aller eben genannter Zerrspalten weicht die Richtung der zirka nordöstlich-südwestlich streichenden Zerrspalten am Melkplatz und außerhalb des kartierten Gebietes, an der Kahlen Wand und nördlich der Hennensteigen ab. Dieses Abweichen hängt mit der starken südlichen Verbiegung zusammen, welche nordwestlich und nordöstlich der Klammspitze zu konstatieren ist.

Es besteht sonach jeweils ein inniger Zusammenhang zwischen der Richtung der Kräfte, welche die zwei verschiedenen Faltensysteme auslösten und zwischen der Richtung der Zerrspalten, welche diese Faltensysteme durchschneiden. Oft kommt es vor, daß in Faltungszonen, welche aneinander grenzen, aber durch annähernd parallel verlaufende Verwerfungen getrennt sind, eine verschiedene Faltung auftritt. Diese äußert sich darin, daß ein flacher Sattel oder eine flache Mulde östlich oder westlich einer Verwerfung plötzlich steil gefaltet wird, oder daß Nebensättel und Mulden auftreten oder verschwinden, oder daß einige der Hauptsättel a_1—a_{11} und der dazu gehörigen Mulden garnicht

zur Ausbildung gelangt sind. Links und rechts der Spaltungszerrspalten trat manchmal neben einer horizontalen Verschiebung der Mulden- und Sättelachsen auch eine vertikale Verschiebung derselben ein.

Es wird in vorliegender Arbeit nicht angenommen, daß diese vertikalen Verschiebungen erst nach den Faltungen und damit nach der Herausbildung der Zerrspalten eingetreten sind, sondern es wird damit gerechnet, daß bei den Faltungen die gefalteten Gesteinsmassen sich lokal verschieden rasch vorwärts bewegten und dadurch längs paralleler Zerrspalten durchrissen und daß bei der weiter fortschreitenden Faltung die durch die Zerrspalten voneinander getrennten Faltenteile verschieden stark gehoben oder gesenkt wurden.

a) Nordwestlich-südöstliche Faltungs-Zerrspalten.

Die Klammverwerfung als Zerrspalte.

Wie schon bemerkt, versah die große, zuerst als „Überschiebungsrandspalte" fungierende Klammverwerfung später bei den Faltungen noch die Rolle einer Zerrpalte. Alle östlich (im Sinne der Karte) von ihr gelegenen Faltenzüge wurden um zirka 200 *m* nach Süden vorgeschoben, so daß in der Knappenkuchel der hangende, muldenförmig gefaltete Quarzphyllit am liegenden, analog gefalteten Brennerschiefer abstößt (cfr. Profiltafel XII, Figur 6—9). Möglicherweise wurde der westlich der Verwerfung liegende Teil dabei noch etwas gehoben, denn der Ausstrich des Kernes der Brennerschiefermulde, welcher nordwestlich der falsch kotierten Klammalpe zu suchen ist, scheint höher zu liegen, als der östlich der Klammalpe anzunehmende Ausstrich der zugehörigen Quarzphyllitmulde. Es ist gut denkbar, daß die steilen isoklinalen Falten am Kreuzschroffen (cfr. Figur 1 auf Profiltafel XI) auch westlich der Klammverwerfung im Brennerschiefer, allerdings um 200 *m* weiter nördlich gelegen, vorhanden sind. Man trifft sogar nördlich der „Inneren Griffalpe" da, wo man es auf Grund der Tektonik erwartet, sehr quarzphyllitähnliche Brennerschiefer an. Die Faltungen bei P. 2268, zu denen die Antiklinale a_1 gehört, desgleichen die flache Mulde am Westgrat des Kleinen Reckners ließen sich westlich der Klammverwerfung in den Brennerschiefern nicht nachweisen. Da letztere im allgemeinen ziemlich stark gefältet sind, ist es möglich, daß die Kräfte, welche östlich der Kammverwerfung noch gut ausgeprägte Mulden und Sättel schufen, sich westlich der Verwerfung bei der Herausbildung von starken Fältelungen verbrauchten. Östlich des Kreuzjöchels haben sie in den Brennerschiefern noch eine kleine Flexur geschaffen.

Nordwestlich—südöstliche Faltungs-Zerrspalten der „Knappenkuchel".

Wie aus den Karten sowie aus den Figuren 1, 2, 3 und 4 des I. Teiles und aus Figur 1 der Profiltafel XI hervorgeht, tritt in der

Knappenkuchel die Antiklinale a_2 auf, an welche sich im Süden, wie im Norden eine Mulde reiht. Beide werden nun von drei annähernd parallelen Zerrspalten durchzogen, innerhalb welcher die Gesteine durch nördlichen Druck und südlichen Gegendruck verschieden stark gefaltet wurden. Die Partie östlich der östlichsten Zerrspalte ist am wenigsten zusammengestaucht. Sie diente als Richtungspunkt für die übrigen, zwischen den Zerrspalten liegenden Faltungszonen. In der Zone zwischen der mittleren und der östlichen Verwerfung ist die Antiklinale a_2 bereits stärker zusammengestaucht und dabei um zirka 20 *m* nach Norden vorgedrängt worden. Dieses nördliche Vordrängen der Antiklinale, oder wenn man will, ihr südliches Zurückbleiben gegenüber der östlichen Faltungszone, macht sich auch noch westlich des P. 2207, südlich der südlichsten Schoberspitze, bemerkbar. Es stößt im dortigen Bachbette die von Brennerschiefern und quarzphyllitähnlichen Brennerschiefern gebildeten Mulde, welche sich an die Antiklinale a_3 (cfr. II. Teil, Figur 17 und Profiltafel XI, Figur 1) anschließt, an den östlich davon schlecht aufgeschlossenen Quarzphylliten ab. In der Zone zwischen der mittleren und der westlichen Zerrspalte (cfr. I. Teil, Figur 4) ist die Antiklinale a_2 und die beiden südlich und nördlich gelegenen Mulden bedeutend stärker zusammengestaucht als im Osten. Der Antiklinalensattel a_2 erscheint jedoch aus der Richtung, welche er bei P. 2182 einnimmt, weder nach Norden noch nach Süden verrückt worden zu sein.

Die westliche Zerrspalte, welcher ein Bach nachgeht, trennt den östlichen „Rotenschroffen“ von dem westlichen „Kreuzschroffen“. Am Kreuzschroffen herrscht die stärkste, nördliche und südliche Zusammenstauchung der Antiklinale a_2 (cfr. Figur 1 I. Teil und Figur 1 auf Profiltafel XI des II. Teiles). Auch hier ist sie kaum aus der Richtung gerückt, welche sie bei P. 2182 besitzt.

b) Nord-südliche Faltungs-Zerrspalten im Mölstal.

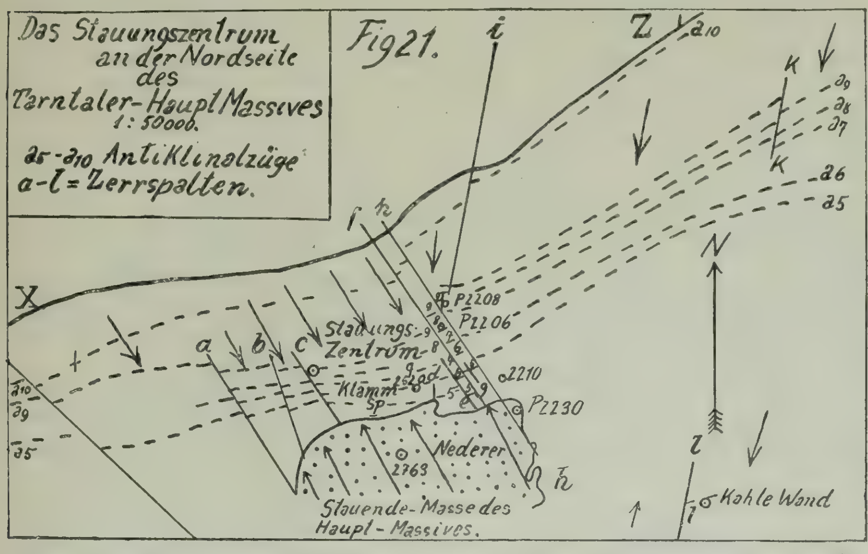
Westlich des Mölser Hochlegers wurden die Kieselkalke der überkippten mesozoischen Mulde durch eine nicht ganz NS streichende, unbedeutende Zerrspalte getrennt. Eine starke orographische Senke zeigt den Verlauf dieser Verwerfung an. Nordöstlich des „Kalten Kofels“ wurden längs einer Zerrspalte Raibler (?) Dolomite in das Niveau der Rauhwacken gebracht, östlich des Kalten Kofels macht sich diese Spalte nochmals geltend, indem die westlich von ihr gelegenen Rauhwacken in das Niveau der Quarzphyllite zu liegen kamen.

Das Ende der überkippten mesozoischen Mulde des Mölstales wird am Westende des Schobermölszuges ebenfalls von einer zirka NS-streichenden Zerrspalte durchzogen (cfr. Figur 15 des II. Teiles). Der westlich von ihr gelegene Teil wurde dabei um zirka 10—15 *m* gehoben, so daß der Raibler (?) Dolomit, welcher im unteren Schenkel der überkippten Mulde des Mölstales den Kern eines selbständigen überkippten Sattels bildet (cfr. Figur 14 des II. Teiles), in das Niveau des Muldenkernes der überkippten meso-

zoischen Mulde gelangte. Dieser ist im Westen der Verwerfung durch Kieselkalke und durch unter diesen und auf ihnen liegende Raibler (?) Quarzite angedeutet. Die höhergelegene östliche Fortsetzung dieses Muldenkernes ist in den Kieselkalken zu suchen, welche dem erwähnten Raibler (?) Dolomit aufgelagert sind.

c) Faltungs-Zerrspalten östlich und westlich des Stauungszentrums der Klammspitze.

Nördlich der Klammspitze tritt zwischen der Klammverwerfung und der Verwerfung, welche in nordwestlich-südöstlicher Richtung den Melkplatz und den Wetzsteinbruch durchzieht, in den Antiklinalzügen a_5—a_{11} ein Stauungszentrum auf.



(Der Maßstab in obiger Figur ist mit 1:75.000 richtig zu stellen.)

Es wurden hier die Achsen der genannten Antiklinalzüge durch staffelförmig angeordnete Zerrspalten, welche in den starren Dolomit- und Konglomeratmassen des Hauptmassivs nicht fortsetzen, am weitesten nach Süden vorgerückt und am stärksten zusammengestaucht. Vor der Bildung der Zerrspalten hatten die Achsen der Antiklinalzüge und der dazu gehörigen Synklinalzüge einen mehrfach geschwungenen, im allgemeinen gegen Süden konvexen Verlauf angenommen, welcher auf Figur 21 durch die Linie X—Z angedeutet ist und anzeigt, daß nicht nur allein von NW nach SO, sondern auch von NNO nach SSW wirkende Kräfte bei den Faltungen tätig waren. Diesen beiden Kraftrichtungen entspricht nun auch der Verlauf der Zerrspalten, sie streichen entweder NW—SO oder NNO—SSW. Zu den NNW—SO-streichenden gehören westlich des Stauungszentrum die Zerrspalten am Schobermölszug, welche zwischen der Klammer-

sonnenspitze und der N. Schoberspitze gelegen sind und auf Figur 21 mit *a*, *b*, *c* bezeichnet sind; östlich des Stauungszentrums die Verwerfungen, welche am Melkplatz und am Klammspitz-Ostgrat oder nur an letzterem auftreten, nämlich *d*, *e*, *f*, *g*, *h*. Zu den zirka N—S-streichenden Zerrspalten gehört am Klammspitz-Ostgrat *d*, am Melkplatz *i*, außerhalb des kartierten Gebietes *k* südlich des Hippolds, ferner zwei untergeordnete Verwerfungen am Hippold selbst (cfr. Figur 16 des II. Teiles) und *l* an der Westwand der „Kahlen Wand".

Zerrspalten am Schobermölszug.

Jene drei am Schobermölszug zwischen der nördlichen Schoberspitze und der Klammersonnenspitze gelegenen Verwerfungen = *a*, *b*, *c* sind Staffelzerrspalten. Der Betrag der jeweiligen Verschiebung ist bei den einzelnen Spalten ziemlich gleich, er schwankt zwischen 30 und 40 *m*. Der Faltentypus, welcher westlich von *a* an der nördlichen Schoberspitze auftritt, ist in Figur 2 des II. Teiles dargestellt. Es tritt hier nur die Mulde zwischen der Antiklinale a_5 und a_6 auf. Östlich der Zerrspalte *a*, welche durch einen um zirka 30 *m* nach Süden vorgeschobenen Raibler (?) Dolomit sehr deutlich gemacht wird, tritt zunächst eine flache Quarzitmulde auf, an welche sich im Norden mit isoklinal überkippten Schenkeln die Antiklinale a_9, im Süden die im Schutt verborgen liegenden Antiklinalen a_6 und a_5 anschließen. Weiter gegen Osten ist durch den nordfallenden Quarzphyllit östlich eines kleinen Raibler (?) Dolomitvorkommens die hier neuauftretende und flache Antiklinale a_7 angedeutet.

Zwischen ihr und der isoklinal gefalteten, übergekippten, nurmehr aus Quarzphyllit bestehenden Antiklinale a_9 befindet sich eine flache Quarzphyllitmulde. Noch weiter östlich, bei P. 2413, durch welchen das Profil Figur 3 der Profiltafel XI geht, ist zwischen der immer noch nach Norden überkippten Antiklinale a_9 und der nach Süden übergekippten Antiklinale a_6 die Antiklinale a_7 ebenfalls nach Süden übergelegt. Die Antiklinale a_6 verläuft ganz in den steil zusammengepreßten, nordfallenden Raibler (?) Quarziten. Östlich von P. 2413, sowie südwestlich des P. 2348, welcher am Südabhang des Schober-Mölszuges liegt, ist die mittlere Verwerfung *b* durch aufeinanderstoßende Quarzphyllite und Raibler (?) Schichten deutlich angezeigt. Zwischen *b* und der östlichen Verwerfung *c* bleibt die Antiklinale a_9 überkippt, a_7 öffnet sich etwas (cfr. Profiltafel XII, Nebenprofil der Figur 2, welches durch P. 2453 geht). Östlich der Verwerfung *c* ist die Antiklinale a_9 nicht mehr überkippt, sie hat sich geöffnet, die Antiklinalen a_7 und a_6 sind nicht mehr nach Süden übergelegt. (Cfr. Profiltafel XI, Figur 3, und die beiden tektonischen Reliefs.)

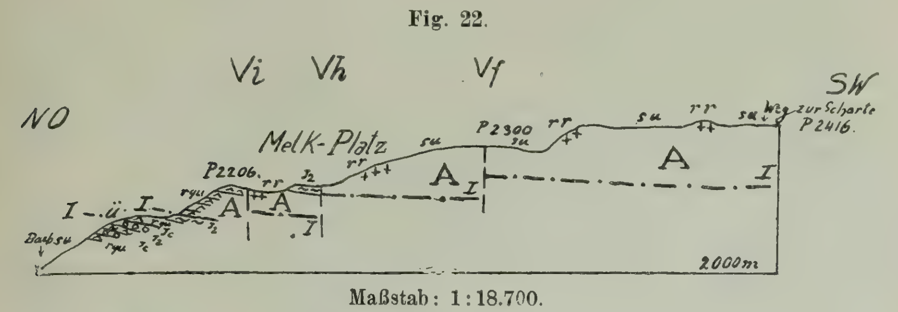
Zerrspalten am Klammspitz-Ostgrat und am Melkplatz.

Die Zerrspalte *d* des Klammspitzgipfels ist von geringer lokaler Bedeutung. An ihr wurde der westliche Teil um ca. 20 *m* gehoben, so daß die Kieselkalke der Schuppe *A* im Osten an die über-

schobenen Kössener Gesteine der Schuppe B_3 grenzen. Die Zerrspalte kann ebenfalls nur am Klammspitz-Ostgrat verspürt werden. Östlich von ihr wurde das bei P. 2418 Triasdolomit enthaltende Gratstück um ca. 30 *m* weiter nach Süden geschoben, als das westlich von ihr gelegene Gratstück.

Die Staffel-Zerrspalten *f* und *h* lassen sich sowohl am Ostgrat der Klammspitze als auch beim Melkplatz nachweisen, ihrem Charakter entsprechend jedoch nicht in den mächtigen kompakten, südlich des Klammspitz-Ostgrates gelegenen Jurakonglomeraten. Sie sind mit Horizontal- und mit Vertikalverschiebungen verknüpft. Die Horizontalverschiebung beträgt bei *f* 40—50 *m*, bei *h* 75 *m*. Die Vertikalverschiebung, das heißt der Beitrag, um den jeweils das östlich der Verwerfung gelegene Gebiet gesenkt wurde (cfr. Fig. 22), macht bei *f* ca. 35—40, bei *h*

Fig. 22.



Maßstab: 1:18.700.

Die Staffelzerrspalten *i, h, f* und die Überschiebung der Schuppe *A* am Melkplatz.

su = Bergschutt. — J_2 = Juratonschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate.

rr = Raibler (?) Rauhwacken. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *A* = Schuppe *A*.

I = Überschiebung.

an die 50 *m* aus. Die Horizontalverschiebung läßt sich bei *f* am Klammspitz-Ostgrat nicht direkt ersehen. Man könnte hier das Abstoßen der Kieselkalke am Triasdolomit auch allein durch die 30—40 *m* hohe Vertikalverwerfung erklären. Jedoch westlich des Melkplatzes zeigt sich, daß die Achse der zwischen den Antiklinalen a_{10} und a_9 liegenden Mulde östlich von *f* weiter nördlicher liegt als westlich davon. Infolgedessen stößt einerseits zwischen Mölser Scharte und dem Melkplatz der aus Raibler (?) Quarziten, Kalken und Rauhwacken bestehende Nordflügel der genannten Mulde am Quarzphyllit ab, welcher vom P. 2454 (nördlich von der Scharte 2416) gegen den Melkplatz herabzieht, anderseits liegt der Raibler (?) Dolomitzug der Mölser Scharte bis zur Zerrspalte *f* bedeutend südlicher als seine durch ein kleines Dolomitvorkommen angedeutete östlich der Verwerfung *f* gelegene Fortsetzung.

Die Vertikalverschiebung bei *f* muß daraus geschlossen werden, daß die Rauhwacken der zwischen a_{10} und a_9 liegenden Mulde südöstlich der Mölser Scharte bedeutend höher liegen als die Rauhwacken am Melkplatz (cfr. Fig. 22 des II. Teiles).

Die Horizontalverschiebung bei der Zerrspalte *h*, welche der von Rothpletz wahrgenommenen Verwerfung entspricht, läßt sich am Ende des Ostgrates der Klammspitze sowie am Melkplatz nachweisen (cfr. im tektonischen Relief Nr. 2 die Verwerfung *f*). Am Ende des Klammspitz-Ostgrates stößt beim Weiterstreichen der flache Sattel a_5, welcher durch die Ostwand des Gratabsturzes sehr gut aufgeschlossen ist, auf die bei P. 2210 durch nordfallende Kieseltonschiefer und Kieselkalke angedeutete und abgesunkene Mulde. Diese Mulde entspricht der Mulde, welche am Klammspitzsüdgrat zwischen a_4 und a_5 deutlich zum Ausdruck kommt. Am Melkplatz streichen nordfallende jurassische Tonschiefer, welche östlich der Zerrspalte *h* liegen, auf südfallende, im Westen der Verwerfung liegende Raibler (?) Schichten der oben genannten Mulde zu. Sie gehören eben dem nordfallenden Südflügel dieser Mulde an und zeigen, da sie sich in gleicher Höhenlage wie die westlich von *h* befindlichen Rauhwacken befinden, auch die Vertikalverschiebung an (cfr. Fig. 22 des II. Teiles). Am Wetzsteinbruch (cfr. Profiltafel XII, Figur 9 mit Nebenfigur) und ca. 600 *m* südlich davon ist die Zerrspalte *h* noch deutlich zu verspüren. Namentlich an der letztgenannten Stelle ist die Vertikalverschiebung zu beobachten. Es wurde östlich der Verwerfung der mit Konglomeraten besetzte Triasdolomit um ca. 30 *m* gesenkt.

Zwischen den Zerrspalten *f* und *h* tritt nur am Klammspitzostgrat noch eine kleine lokale Zerrspalte *g* auf, die sich schon orographisch als Spalte ausdrückt, geologisch aber dadurch erkannt wird, daß westlich von ihr der aus Kieselkalken bestehende Sattel a_5 unter Bildung von Transversalschieferung sehr spitz zusammengepreßt wurde, während er im Osten der Verwerfung, wie schon oben erwähnt, ein sehr flaches Kieselkalk- und Kieseltonschiefergewölbe bildet. Die Zerrspalte *i* kann nur bei P. 2208 gut festgestellt werden. Östlich von ihr, und zwar nördlich von P. 2206 (nördlich des Melkplatzes) zeigen wenig mächtig aufgeschlossene, nordfallende, dann gut aufgeschlossene, südfallende Kalkkonglomerate die schon mehrfach genannte, zwischen a_9 und a_{10} liegende Mulde an (cfr. Figur 23 des II. Teiles).

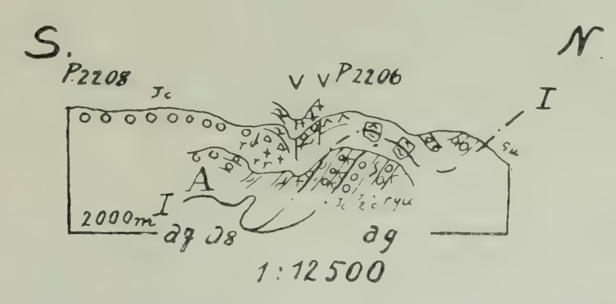
Westlich von *i* und der Stelle, wo die nordfallenden Kalkkonglomerate auftreten, findet man Raibler (?) Rauhwacken, welche bereits dem südfallenden Nordflügel der oben genannten Mulde angehören. Es hat also zwischen *i* und *h* ein weiteres südliches Vorrücken der Muldenachse und daneben eine ca. 30 *m* betragende Senkung des östlich von *i* gelegenen Gebirgsteiles stattgefunden. Letztere zeigen die Rauhwacken an, welche nördlich von P. 2206 und bei P. 2206 an den Jurakonglomeraten, an den Quarziten und den auf diesen abgelagerten Tonschiefern und Konglomeraten abstoßen.

Zwei kleinere ostweststreichende Zerrspalten haben bei P. 2206 noch Komplikationen hervorgerufen (cfr. II. Teil, Figur 23). Östlich der Zerrspalte *k* (cfr. Profiltafel XI, Figur 5) wurden bei P. 2570 die Quarzphyllite, die Raibler (?) Dolomite, die Kieselkalke und Tonschiefer, östlich der Zerrspalte *l* die Brennerschiefer und die darauf abgelagerten Juragesteine und der überschobene Triasdolomit der

„Kahlen Wand“ um ca. 50 *m* nach Süden vorgerückt. Da an der Kahlen Wand, welche östlich von P. 2660 große, ca. N—S streichende Rutschflächen besitzt, östlich der Verwerfung *l* auch eine starke Senkung erfolgte, kommen hier die Juragesteine des basalen Vorlandes in das Niveau des überschobenen Triasdolomits zu liegen (cfr. Profiltafel XII, Figur 7).

Mit dem Stauungszentrum der Klammspitze hängen vielleicht die kleinen lokalen Zerrspalten der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers, die Verwerfung östlich der Tarntaler Sonnenspitze und die kleine Spalte am Staffelsee zusammen. Am Gipfelbau des Nederers sank der zwischen der östlichen und der mittleren Verwerfung liegende Teil etwas ab und rückte nach Süden vor. Der Teil westlich der westlichen Verwerfung sank ab. Östlich und unterhalb des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze wurde der Trias-





Die Schuppe des basalen Vorlandes am Melkplatz und die Faltungen und Verwerfungen der Schuppe *A*.

J_2 = Juratonschiefer zum Teil mit Kalken vermischt. — *Jc* = Jurakonglomerate, zumeist mylonitisch. — *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken. — *rd* = Raibler (?) Dolomite. — V, V = Verwerfungen. — I = Überschiebung.

dolomit des dortigen isolierten Felskopfes und die nördlich von ihm schlecht aufgeschlossenen Kieseltonschiefer um einige Meter gehoben (cfr. Profiltafel XII, Figur 8). Unmittelbar nördlich vom Staffelsee zeigt eine Rinne den Verlauf einer kleinen lokalen Zerrspalte, an welcher der östliche Teil etwas gehoben wurde.

d) Ost- und west-streichende Zerrspalten.

Zu ihnen gehören die drei teilweise mit Rutschflächen versehenen Verwerfungen der Schuppe *A* im südlichen Lizumtal (cfr. I. Teil, Figur 9) sowie die kleine, durch Rutschflächen deutlich gemachte Verwerfung, welche im Triasdolomit auf der Ostseite des Hauptmassivs (nordwestlich vom P. 2642) angetroffen wird, ferner die zwei kleinen Verwerfungen am Melkplatz (cfr. Figur 23 des II. Teiles), deren südliche einen kleinen Knick in der Zerrspalte *i* hervorgerufen hat, und zuletzt noch die kleine Spalte westlich des Gipfels des kleinen Reckners bei P. 2700. Der nördlich von

dieser gelegene Teil wurde etwas gesenkt und nach Westen vorgeschoben (cfr. Profiltafel XI, Figur 2 und 3 und Profiltafel XII, Figur 7).

Wie schon früher erwähnt (cfr. Figur 7 des II. Teiles), wurde die Zerrspalte südlich des auffälligen Eckpfeilers des südlichen Lizumtales wahrscheinlich während der Überschiebung der Schuppe B_1 erzeugt.

Verwerfungen im engeren Sinne (radiäre Krustenbewegungen).

Zu ihnen kann nur die ostwest-streichende Verwerfung am Nordende des „Schwarzen Schroffens" sowie die ebenfalls ostwest-streichende und zwischen verschieden stark geneigten Kieselkalken verlaufende Verwerfung südlich des „Kalten Kofels" gerechnet werden (cfr. Fig. 14 des II. Teiles). Die Verwerfung am Nordende des Schwarzen Schroffens endet an der Zerrspalte, die von der Knappenkuchel bis in den Bach südlich der südlichen Schoberspitze verfolgt werden kann (cfr. II. Teil pag. 370 [28]). Südlich von ihr wurde der jetzt fast nur mehr aus Brennerschiefer bestehende Gebirgsteil, wie Figur 1 auf Profiltafel XI zeigt, um ca. 80—100 *m* gehoben, als bereits die Sättel a_2—a_{11} an der Klammverwerfung nach Süden vorgeschoben waren (cfr. Übersichtskarte des I. Teiles).

Tektonischer Rückblick.

Fassen wir die Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen kurz zusammen: Durch eine Transgression mit diskordanter Auflagerung triadischer und jurassischer Schichten auf paläozoischen Quarzphylliten und Kalkphylliten (= Brennerschiefern) wird ein paläozoisches, vortriadisches Gebirge nachgewiesen, durch diskordante Auflagerung von Juragesteinen auf Kössener Schichten ein präjurassisches Gebirge, zum tertiären Gebirge gehören insbesondere drei dachziegelförmig aufeinanderliegende Schuppen, welche von einer großen liegenden „S"-Falte abgeleitet werden müssen und welche später von Nordwesten nach Südosten stark und von Osten nach Westen schwächer gefaltet wurden. Die liegende Falte bildet sich in den nördlichen Teilen der Tarntaler Berge, also in Gebieten, wo auch heute nur Tarntaler Quarzphyllit und Tarntaler Mesozoikum auftritt. Deshalb enthalten die Schuppen keinen Brennerschiefer. Die Falte wanderte ebenso wie die Hauptschuppe *A* und die späteren Faltungen von NW nach Südosten vorwärts. Die Überschiebungen haben Mylonitisierung von Trias- und Juragesteinen hervorgerufen und sind älter als die sekundären Quarzgänge und die Faltungen. Die nordsüdlich streichenden Faltungen erfolgten gleichzeitig mit den nordöstlich-südwestlich verlaufenden und sind durch Verkeilungserscheinungen zu erklären. Die meisten Verwerfungen der Tarntaler Berge sind als Zerrspalten ausgebildet, welche in der Richtung und während der Faltungen zustande kamen.

B. Bildung der glazialen und postglazialen Formen.

I. Kare.

In den drei Karen des Lizum-, Klamm- und Mölstales lassen sich zwei Steilstufen feststellen, von denen die eine an die ungefähre Höhe von 2000 *m*, die andere von 2200 *m* gebunden zu sein scheint.

Im südlichen sowie im nordwestlichen Lizumtal liegt zwischen den beiden genannten Stufen eine, mit Serpentinblöcken lokal stark erfüllte, oft wegerodierte und mit Gehängeschutt überdeckte Moräne, welche sich östlich des Mölserberges und beim Melkplatz noch bis in das Gebiet hinter der oberen Steilstufe verfolgen läßt. Der Gletscher, dem diese Moräne entspricht, erzeugte Rundhöcker, von den heute nurmehr nordwestlich und nördlich der Lizumalpe einige im Quarzphyllite in der Nähe der unteren Steilstufe zu sehen sind.

Im Klammtale herrschen ganz ähnliche Verhältnisse, wie im Lizumtal, nur ist hier die obere Steilstufe bei P. 2207 und P. 2182 und an den Hügeln der Knappenkuchel mit Rundhöckern und Schliffspuren besetzt, die untere Steilstufe hingegen scheint zum Beispiel bei der Klammalpe 1854 sehr stark in die Tiefe gerückt zu sein.

Diese Ausnahme ist nur scheinbar, denn fürs erste ist auf den Sektionskopien die Höhe der Klammalpe viel zu niedrig angegeben, ferner strömten bei der Klammalpe bedeutend mächtigere Eismassen von Norden und Süden zusammen und hatten, da die prätriadische Erosion schon viel Quarzphyllit abgetragen hatte, gar bald nur den leichter erodierbaren Brennerschiefer wegzuschaffen.

Im Mölstal lassen sich zwar die angeführten Steilstufen und dazwischen viele kleine Glazialseen und abgerundete Quarzphyllithügel, aber keine sicheren Moränenreste mehr finden. Der vielfach überwucherte Quarzphyllitschutt westlich und nördlich des „Kalten Kofels" kann ebenso Moräne, wie Gehängeschutt sein. Es muß auch unentschieden bleiben, wieviel von dem Schutt, der heute auf den Quarzphyllitfelsen nördlich des „Mölser Hochlegers" liegt, Moräne oder Eluvium ist.

Die gesetzmäßige Verknüpfung von Steilstufen und Erosionserscheinungen ist auf drei Lokalgletscher zurückzuführen, welche die Kare hinter der oberen 2200 *m* Linie, als Nährgebiet besaßen und das Vorland bis zu einer Höhe von zirka 2000 *m* auserodiert haben. Dabei ließen sie als Zeichen ihrer erodierenden Tätigkeit die Gletscherschliffe zurück und lagerten bei ihrem Rückgang die Moränen ab, welche sich teilweise bis hinter die 2200 *m* Steilstufe verfolgen lassen.

Für das Daunstadium würde nach Penck[1]) die Schneegrenze in den Tarntaler Bergen eine Höhe von zirka 2400 *m* erreicht haben, sie würde also in die Kare hinter den oberen

[1]) A. Penck und E. Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig 1909.

Steilrändern fallen. Die Sammelgebiete, welche mit einer solchen Schneegrenze verknüpft waren, besaßen in den Tarntaler Bergen hinreichende Größe, um die Gletscher zu erzeugen, welche die Massen zwischen den beiden Steilstufen auserodierten und die Moränen ablagerten. Es scheint daher, daß die Moränen zwischen den beiden Steilstufen sowie die mit ihnen verknüpften Erosionserscheinungen dem Daunstadium angehören. Durch das allmähliche Emporrücken der Schneegrenze der drei Lokalgletscher bis in ihre heutige Lage (2700—2800 *m*) wurden durch die mit ihr jeweils verknüpften Gletscher im Hauptmassiv und im Pluderling-Kreuzjöchelzug sehr hochgelegene Kare geschaffen.

Das Untertarntal ist ein ehemals nach Westen über die versteinerungsreichen Kössener Schichten der Isselköpfe sich öffnendes Hochkar, welches durch die beiden „S"-Falten am Nederer und am Westgrat der Tarntaler Sonnenspitze tektonisch angelegt war und einstmals einen kleinen Lokalgletscher getragen hat. Die fünf Seen und flachen zwischen diesen Seen liegenden Höcker in den jurassischen Kieseltonschiefern legen von dessen Anwesenheit Zeugnis ab. Moränen konnten jedoch nicht mehr gefunden werden.

Diesem Kar des Untertarntals mit einer Höhe von zirka 2500 *m* entspricht am Kreuzjöchel-Pluderlingzug etwa das kleine Kar unterhalb des Kreuzjöchelgipfels.

Durch weiteres Hinaufrücken der Schneegrenze konnte sich schließlich im Obertarntal ein Gletscher bilden, welcher, da das Tal noch nicht so stark vertieft war wie heute, gleichfalls gegen Westen ausfloß und hauptsächlich Serpentin vom großen und kleinen Reckner verfrachtete. Die zahlreichen, in der nördlich von P. 2642 gelegenen flachen Rinne sich vorfindenden Serpentinblöcke (siehe geologische Karte des II. Teiles) gehören dem Moränenmaterial dieses Gletschers an.

Mit dem Gletscher im Obertarntal korrespondierte der Staffelseegletscher im Staffelseekar mit 2629 *m*, der Gletscher im Junskar, 2634 *m* und derjenige in dem Eck, welches vom Kleinen Reckner Westgrat und vom P. 2730 gebildet wird.

Es sollen nun die Ereignisse geschildert werden, welche stattfanden, als der Gletscher das Untertarntal verlassen hatten.

Nachdem der Gletscher das Untertarntal, welches ein allgemeines Gefälle von Osten nach Westen besaß, verlassen hatte, begann an seine Stelle ein System von Wasserläufen zu treten, welches im Westen dem Isselgraben nachging. Durch rückwärts einschneidende Erosion bildete sich nun das flache Seitentälchen zwischen den beiden flachen Isselköpfen und den westlichen Steilwänden des Obertarntals, welches damals schon eine schwache Gefällsrichtung von Süden nach Norden besaß. Dieser kleine Seitenbach konnte nun sein eigenes Bett und auch den Isselgraben mit Serpentinblöcken versorgen, welche er aus den Endmoränen des noch höher im Obertarntal liegenden Gletschers bezog. Dieser Gletscher zog sich schließlich ganz bis an den Fuß des Großen und Kleinen Reckners zurück, den Boden der Obertales noch erodierend. An seine Stelle trat nun gleichfalls ein Bach-

lauf, welcher zunächst das westlich gelegene Ausgangstor des eben verschwundenen Gletschers benützte (bei P. 2635 in der Nähe eines kleinen Sees) und sich mit dem vom Isselgraben nach Süden abzweigenden Seitengraben vereinigte, wobei er demselben Moränenmaterial oder den Schutt anderer Gesteine beimengte.

Während der letztgenannten Vorgänge hatte aber der Bach des Untertarntals genügend Zeit gehabt, sich so tief in die Scharte zwischen Ober- und Untertarntal einzuarbeiten, daß er jetzt das Obertarntal anzapfte. Durch die von ihm bewerkstelligte weitere Ausarbeitung und Tieferlegung des Bodens des Obertarntals hörte nun der westliche Ausfluß desselben bei P. 2635 auf zu funktionieren und die Wasser wurden gezwungen ihren Weg durch das Untertarntal zu nehmen. So wurde allmählich das Obertarntal durch Vermittlung des Untertarntals tiefer gelegt und im Verein mit der früher erfolgten Eiserosion Platz geschaffen für die mächtigen sehr jungen Serpentinschuttkegel oder Bergstürze des Großen und Kleinen Reckners.

Es war nun aber auch durch die rückwärts einschneidende Erosion an den Steilwänden des Grübelkars, westlich des P. 2642, unter der Benützung der dortigen kleinen Verwerfung der Nord-Süd-laufende Seitenbach des Isselgrabens angezapft und nach Westen abgelenkt worden, so daß schließlich das orographische Bild zustande kam, welches wir heute im Unter- und Obertarntal und in deren nächsten Umgebung vor uns haben.

Die Verbindung zwischen Ober- und Untertarntal ist allerdings durch einen von Osten der erfolgten Bergsturz, welchen Young[1]) jedoch für eine Moräne nimmt, teilweise wieder verschüttet worden. Der Bergsturz besteht aus mitunter sehr großen Blöcken, die von den in allernächster Nähe anstehenden, korallenreichen Kössener Schichten und den Kieselkalken stammen.

Der auffällige von Serpentinblöcken gebildete Schuttkegel im Staffelseekar hat sich ebenfalls dann erst bilden können, als der im Kar gelegene und erodierende Gletscher verschwunden war. Wenige Moränenreste dieses Gletschers findet man beim Aufstieg zum Staffelsee da, wo der Weg Griffalpe—Großer Reckner den Schuttkegel des auffälligen steilen Felskopfes westlich des Staffelsees erreicht. Sie bestehen aus einer Anhäufung von großen Serpentinblöcken, welche am Rand des steilabfallenden Gratendes liegen (siehe geolog. Karte).

II. Einfluß des tektonischen Aufbaues auf die glaziale und postglaziale Formbildung.

Die Kare des Mölstals und des Klammtals sind ziemlich unabhängig vom geologischen Bau entstanden. Ersteres ist in einen Sattel von Quarzphyllit eingeschnitten, letzteres entstand dadurch, daß die Eis- oder die rückwärts einschneidenden

[1]) A. P. Young: „On the glaciation of the Navis valley in North-Tirol." Geological Magazine. New Series V. Juni 1910.

Wassermassen das westliche Ende der Schuppe *A* bis zu den heutigen Westwänden des Hauptmassivs wegerodierten. Vielleicht hat das Vorhandensein der Schubfläche I diese Erosion erleichtert.

Das Lizumtal entspricht sowohl einer orographischen als auch einer geologischen Mulde (cfr. Profiltafel XII, Figur 8 und 9). Ganz ebenso das Obertarntal (cfr. Profiltafel XI, Figur 3 und 4, Profiltafel XII, Figur 7 und 8, ferner die tektonischen Reliefs).

Das Untertarntal wurde schon angelegt, als sich die beiden S-förmigen Falten am Nederer und am Sonnenspitzwestgrat bildeten (cfr. geolog. Relief, Tafel XIII, Nr. I und II). Später wurde es noch durch die Gletscher und die Gewässer vertieft.

Die große Klammverwerfung veranlaßte vielleicht zum Teil die Entstehung der Steilabstürze des Schwarzen-, Zirben- und Kreuzschroffens, die westlichste Verwerfung der Knappenkuchel hingegen die Herausbildung der Bachrinne zwischen Kreuz- und Rotem Schroffen.

Die drei Verwerfungen in der Schuppe *A*, südöstlich der Tarntaler Sonnenspitze im südlichen Lizumtal sind heute durch drei auffällige Steilrinnen markiert. Östlich und unterhalb des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze veranlaßte eine kleine Verwerfung die isolierte Lage eines aus Triasdolomit bestehenden Felskopfes.

Durch deutliche Absätze verraten sich die Verwerfungen *h*, *g*, *f*, *e* am Ostgrat der Klammspitze.

C. Vergleiche der Resultate der vorliegenden Arbeit mit den Ergebnissen älterer Abhandlungen.

Bei diesem Vergleich erscheint es zweckmäßig der im I. Teil eingangs gegebenen, chronologisch angeordneten Übersicht der älteren Arbeiten zu folgen.

Es ist hier nicht möglich, alle die weniger bedeutenden Ergebnisse früherer Arbeiten anzugeben, welche die vorliegende Arbeit übernommen hat oder auf welchen sie aufgebaut hat; worin die maßgebenden Abweichungen und Übereinstimmungen bestehen, soll im folgenden erörtert werden.

A. Pichler, 1859. „Beiträge zur Geognosie Tirols."

Pichlers Ansicht, daß auch Lias am Aufbau der kalkigen und quarzigen Tonglimmerschiefer (= Brennerschiefer und Quarzphyllite d. v. A.) beteiligt sei, ist dadurch unhaltbar geworden, daß in den Tarntaler Bergen der Jura, der möglicherweise mit Lias beginnt, auf schon metamorphen und gefalteten Brennerschiefern und Quarzphylliten transgrediert.

Die „dunkelgrauen" körnigen Kalke Pichlers mit *Lithodendron*, *Pentacrinus*, *Gervillea inflata* und Belemniten, scheinen zum Teil Kössener Kalke, zum Teil Kieselkalke zu sein.

In Pichlers „grünlichen, weißgrauen, quarzhältigen Kalkschiefern“ erkennt man die Wetzsteinkalke, in den „bunten Tonschiefern“ die Tonschiefer und Kieseltonschiefer, in dem mächtigen grauen, bisweilen brecciösen „Kalk“ den Triasdolomit.

Die Annahme, daß der Serpentin aus dem Lias entstanden sei, ist besonders nach dem Vorhandensein eines Kontakthofes und felsbildender Reste der Serpentinmuttergesteine von der Hand zu weisen.

A. Pichler, 1883. „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen.“

Pichlers Ansicht, wonach die Kalkphyllite (= Brennerschiefer d. v. A.) als jüngere Einlagerungen der Quarzphyllite aufzufassen sind, kann nach den vorliegenden Untersuchungen, für die Tarntaler Berge wenigstens, nicht aufrecht gehalten werden, denn die Quarzphyllite bilden hier sicher das Hangende des Brennerschiefers.

A. Rothpletz, 1894. „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.“

Rothpletz hat zuerst die Triastransgression auf älterem Gebirge nachgewiesen und die Kössener Fossilien entdeckt, welche neben den später gefundenen Jurafossilien eine sichere Horizontierung der Gesteine der Tarntaler Berge ermöglichen.

An dieser Transgression wird in vorliegender Arbeit festgehalten. In den „verrukano- oder sernifitartigen Schiefern“ erkennen wir die Raibler(?)quarzite, im mächtigen, von Kössener Schichten überlagerten „Dolomit“ den „Triasdolomit“.

In der 300—400 *m* mächtigen, durch reichen Fazieswechsel ausgezeichneten „Liasserie“ des Hauptmassivs erkennen wir hauptsächlich die von wenig mächtigen Triasgesteinen und mächtigen Juragesteinen zusammengesetzten Schuppen B_1 und B_2. Eine auffällige Wiederholung bei den Kieseltonschiefern (= bei Rothpletz „violette und grüne Tonschiefer“) ist Rothpletz nicht entgangen.

Die Verhältnisse der Serpentingesteine werden bereits im Sinne der vorliegenden Arbeit gedeutet.

Die Quarzphyllite hingegen stellten sich bei der Kartierung wenigstens für das kartierte und für die demselben benachbarten Gebiete als das Hangende der Brennerschiefer heraus.

Für das archäische Alter der Quarzphyllite ließ sich kein Anhaltspunkt gewinnen.

J. Blaas, 1894. „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brennergebiete.“

Die Theorie, welche Blaas über die Entstehung der Serpentingesteine bei Matrei und über die mit diesen verwandten Serpentine der Tarntaler Berge entwickelte, ist infolge des Auffindens von Resten des Serpentinmuttergesteines und von Kontakterscheinungen nicht mehr haltbar.

F. E. Suess, 1894. „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie."

Über die Resultate von F. E. Suess ist folgendes zu bemerken:

Dafür, daß die „Kalkphyllite" (= Brennerschiefer d. v. A.) präkambrisch sind, ferner dafür, daß die Quarzphyllite sicher „karbonisch" sind und durch eine vorpermische Verwerfung von den Brennerschiefern getrennt sind, ließen sich keine Anhaltspunkte finden.

Mit meinen Resultaten stimmt das „jüngere Alter des Quarzphyllits" überein.

Für die Raibler(?)quarzite gibt Suess permisches Alter an, da er ihre Wechsellagerung mit den triadischen Rauhwacken übersah.

An manchen Stellen der Tarntaler Berge transgredieren die jurassischen Wetzsteinkalke und mit ihnen die jurassischen Kieseltonschiefer auf den Raibler (?) Quarziten (letztere bei F. E. Suess permische Quarzserizitbreccie); dies muß für F. E. Suess der Grund gewesen sein, daß er auch die jurassischen Kieseltonschiefer für „Perm" nahm und sie „permische oder dyadische Tarntaler Quarzitschiefer" nannte.

Vermittelst der fälschlich als Perm bestimmten Tarntaler Quarzitschiefer hat Suess die Tektonik des Tarntaler Hauptmassives konsequenter Weise falsch gedeutet, wobei ihm jedoch Überschiebungen und Überfaltungen sicher vorhanden zu sein schienen. Die Überschiebungen verlaufen im Tarntaler Hauptmassiv nicht wie F. E. Suess annimmt, zwischen den untrennbaren jurassischen Kieselkalken und den Kieseltonschiefern, welche bei Suess Triaskalke, beziehungsweise permische Quarzitschiefer sind, sondern zwischen Trias- und Juragesteinen. Auch gibt es nicht eine, sondern mehrere Schubmassen. Hier sei bemerkt, daß bei F. E. Suess die belemitenführenden jurassischen Kieselkalke noch sämtlich der Trias zugeteilt wurden.

F. Becke, 1903. „Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern."

Becke hält im Gegensatz zu meinen Resultaten die Quarzphyllite der Tarntaler Berge für älter als die Brennerschiefer.

Von einem „mittelkarbonischen Zentralgranit" kann der authigene Turmalin, welchen man sehr häufig auch in den Juragesteinen der Tarntaler Berge antrifft, wie überhaupt die Metamorphose *C* nicht herrühren!

P. Termier, 1905. „Les alpes entre le Brenner et la Valteline."

Termiers „Decke 2" besteht aus fossilfreien, „mesozoisch bis neozoischen Schistes lustres (Brennerschiefern)"; die „Decke 4" aus den Quarzphylliten und den darauf transgredierenden Trias-

gesteinen. Hierzu kommen jetzt noch die Juragesteine der Tarntaler Berge.

Nun wurde eingehend gezeigt, daß die Trias- und Juragesteine der Tarntaler Berge in vollkommen gleicher Ausbildung sowohl auf Quarzphylliten als auch auf den Brennerschiefern transgredieren und daß ferner die fossilfreien „karbonischen Quarzphyllite" mit den fossilfreien „mesozoisch bis neozoischen Brennerschiefern" durch Wechsellagerung und allmähliche Übergänge untrennbar verknüpft sind, wie dies auch von Sander[1]) nachgewiesen wurde.

Termiers „Decken" sind durch diese Nachweise überflüssig geworden.

F. Frech 1905. Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen.

Wenn Frechs tektonisch entstandene „triadischen Dolomitbreccien" die mylonitische Jurakonglomerate der vorliegenden Arbeit sind, dann ist der Gesteinscharakter, nicht aber das Alter dieser Gesteine richtig bestimmt.

A. P. Young 1907. „On a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe."

Von F. E. Suess sind durch Young die „permischen" Tarntaler Quarzite übernommen worden. Für die tektonischen Kräfte, welche nach Young auf diese und das Serpentin-Muttergestein bei dessen Intrusion gewirkt haben, konnten petrographische und tektonische Anhaltspunkte nicht gefunden werden.

A. P. Young 1908. „Stratigraphy and Structure of the Tarntalmass."

Hier wird die Tektonik des Hauptmassivs unter der Voraussetzung entwickelt, daß die jurassischen Kieseltonschiefer „permische" Tarntaler Quarzite sind.

Die Ansicht Youngs, die Tarntaler Breccie sei „karbonisch", wird schon durch den Bericht Sanders[2]) widerlegt, welcher Kössener Fragmente in der „Tarntaler Breccie" erwähnt.

Die „Kalkschichten mit grünen Bändern" und die Kalkschichten der „Tarntaler Quarzite" sind die Wetzsteinkalke, die „Dolomitbreccie" der Zone II ist der mit einer Konglomeratkappe versehene Triasdolomitblock auf der Westseite des Südabhanges des Nederers (cfr. II. Teil, Figur 3). Die „Liaskalksteine" sind meine Jura-Bänderkalke. Die Namen „Dolomitbreccie", „Tarntaler Dolomit", „Tarntaler Breccie", „Tarntaler Dolomitbreccie", welche von Young und Sander gebraucht werden, sind von mir nicht übernommen worden. Es kann nämlich

[1]) B. Sander, „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern".

[2]) B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe".

durch den Gebrauch dieser Namen leicht eine Verwechslung zwischen brecciösem Triasdolomit und mylonitisierten Jurakonglomeraten, für welche die Youngschen und Sanderschen Namen gelten, eintreten. Ferner ist das Alter und der Charakter der mylonitisierten Juragesteine jetzt genau festgelegt.

Bezüglich einer früheren Intrusion von basischen Magmas sei bemerkt, daß sich an Ort und Stelle und durch die petrographische Untersuchung der Nachweis einer solchen Intrusion nicht erbringen ließ. Es handelt sich nach den Untersuchungen des Verfassers vielmehr um Chlorit- und Serizitreiche, stark mechanisch beeinflußte Wetzsteinkalke, welche mit Jurakonglomeratlagen verknetet sind.

B. Sander 1910. „Über neue Geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe."

Es wird zum erstenmal der postrhätische Charakter der „Tarntaler Breccie" (= der mylonitisierten Jurakonglomerate) erkannt.

Sander nimmt keine primäre Wechsellagerung der jurassischen Konglomerate mit den jurassischen Kieselkalken (bei Sander Triaskalkphyllite) und den jurassischen bunten Tonschiefern (bei Sander kalkfreie Glanzschiefer) an, sondern nur eine tektonische Vermischung dieser Gesteine.

G. Steinmann 1910. „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes."

Nach G. Steinmann tritt in den Tarntaler Bergen die „rhätische Decke" auf. Sie wird durch die Brennerschiefer (Kalkphyllite) vertreten.

Ferner ist der „lepontinische Serpentin" der Tarntaler Berge in die tiefsten Teile der „ostalpinen Decke" durch „antiklinale Einfaltung gelangt".

Zu einer „ostalpinen Decke" wird Steinmann wohl den Triasdolomit und die Kössener Kalke rechnen.

Nun findet man aber in den Tarntaler Bergen folgendes:

1. Der „lepontinische Serpentin" ruht mit Kontakthof in jurassischen Kieseltonschiefern und Kieselkalken, welche mit ihren faziellen Vertretern von den „ostalpinen Gesteinen", dem Triasdolomit und Kössener Schichten und Jurakieselkalken nicht zu trennen sind und welche auf der „Rhätischen Decke" Steinmanns, das heißt auf den Brennerschiefern transgredieren.

2. Diese radiolaritähnlichen Kieseltonschiefer und die Wetzsteinkalke sind auf Grund der Wechsellagerung mit typischen Strandkonglomeraten keine Tiefseeabsätze.

3. Ist der Serpentin der Tarntaler Berge mit Diabas, also mit einem ophitischen Gestein verknüpft, welches nach Steinmann die Serpentine meidet.

4. Transgredieren die mesozoischen Gesteine der Tarntaler Berge, welche nach Steinmann zur ostalpinen Decke gehören, also die Trias- und Juragesteine auf Steinmanns „rhätischer Decke“.

B. Sander 1911. „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern.“

Sanders „Triadische Kalkphyllite“ sind wohl meine phyllitischen Jurabänderkalke, die „paläozoischen Kalkphyllite“ hingegen die Brennerschiefer.

Mit „Quarzphyllit I“ bezeichnet Sander auf der Südseite der Geierspitze entweder leicht erkennbare jurassische Kieseltonschiefer oder Quarzserizitschiefer (von diesen meine II. Varietät).

Auf der gesamten Südseite des Hauptmassivs (vgl. Karte) kommt außer den wenigen Quarzphylliten am Nordostgrat der Geierspitze kein Gestein vor, das mit dem Quarzphyllit der Tarntaler Berge, auch mit dem der Knappenkuchel leicht verwechselt werden könnte. Auch sonst läßt sich in den Tarntaler Bergen weder nach petrographischen, noch nach stratigraphischen Gesichtspunkten eine Trennung eines „Quarzphyllites I“ von einem „Quarzphyllit II“ durchführen. In den Tarntaler Bergen ist der Quarzphyllit eines der am einheitlichsten ausgebildeten Gesteine. Von Gesteinen, welche allenfalls quarzphyllitähnlich werden können, sind nur die Juraschiefer und Kössener Tonschiefer zu nennen.

Mit meinem Resultat stimmt Sanders Beobachtung sehr gut überein, daß Quarzphyllit und Brennerschiefer untrennbar miteinander verknüpft sind, doch konnte in den Tarntaler Bergen, wie gezeigt wurde, wohl eine Horizontierung der beiden vorgenommen werden, in dem Sinne, daß der Quarzphyllit das Hangende des Brennerschiefers darstellt.

Weiterhin konnte kein Anhaltspunkt dafür gewonnen werden, daß das Auftreten des „Eisendolomits“ tektonisch bedingt ist. Eisendolomit kann vielmehr als lentikuläre Einlagerung in echtem Quarzphyllit östlich der „Zehenter Alm“ beim „Keilstadel“ angetroffen werden, wo Brennerschiefer gar nicht mehr auftreten kann.

Da auf der Südseite der Geierspitze Sander die Rauhwacken und die hellen und dunklen Dolomite wie ich für Trias nimmt, er aber auch die jurassischen Schichten des basalen Vorlandes, die Quarzserizitschiefer, Kieselkalke, Kieseltonschiefer und Konglomerate noch zu Trias rechnet, entgeht ihm die Schubfläche zwischen der Schuppe B_2 und dem basalen Vorland.

Wenn Sander sagt, daß die Rauhwacken der Tarntaler Berge untrennbar mit den „Triadischen Kalkphylliten“ verknüpft sind, so meint er wohl mit den Raibler (?) Kalken; denn seine „Triadischen Kalkphyllite“ sind jurassische Bänderkalke, mit denen die viel ältere Rauhwacke nie untrennbar verknüpft ist.

D. Schluss.

Beziehungen der „Tarntaler Schuppen" zu den „Tauerndecken" und ihre Stellung im Bau der Ostalpen.

Die Stratigraphie und Tektonik der Tarntaler Berge kann ohne Zuhilfenahme der Deckentheorie zwang- und restlos erklärt werden.

Ob in den Tarntaler Bergen große „Decken" überhaupt möglich sind, hängt wie an vielen Stellen der Ostalpen hauptsächlich von dem Alter der Kalkphyllite (Brennerschiefer) ab. Sind diese mesozoisch, dann kann die Transgression des Tarntaler Mesozoikums auf Kalkphyllit fallen gelassen und durch Überschiebungen ersetzt werden, dann kann man den Kontakt zwischen den hangenden Quarzphylliten und den liegenden Brennerschiefern für tektonisch erklären.

Fossilien wurden nun in den Kalkphylliten bisher überhaupt nicht gefunden. Die gleiche petrographische Ausbildung, welche die Kalkphyllite mit den „Bündnerschiefern" verknüpft, ist nicht allein bindend, es muß auch ihre tektonische Stellung berücksichtigt werden. Gerade diese spricht nur für ein paläozoischen Alter der Kalkphyllite.

Der Quarzphyllit der Tarntaler Berge wird von allen Geologen, auch von Termier als paläozoisch, ja sogar als karbonisch aufgefaßt. Auch eine Transgression des Mesozoikums über seine obersten Horizonte wird allgemein und auch von Termier angenommen.

Eben dieser paläozoische Quarzphyllit, welcher den untersten Teil der obersten Decke Termiers bildet, ist in den Tarntaler Bergen mit den Kalkphylliten, den „mesozoischen Schistes lustrés", also der Decke II Termiers durch allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen untrennbar verknüpft[1]) und kann am Patscherkofel auch von den Stubaier Glimmerschiefern, welche von Termier als paläozoisch aufgefaßt und zur Decke III gerechnet werden, nicht getrennt werden. Es muß also dasjenige typische Tarntaler Mesozoikum, welches den höchsten Schichtköpfen der Kalkphyllite auflagert und genau dem Tarntaler Mesozoikum gleicht, welches auch Termier auf den Quarzphylliten transgredieren läßt, als transgredierend aufgefaßt werden, wofür ja schon die sedimentären, mit gerollten Quarzphyllitbrocken, kugelrunden Quarzkörnern, mit Brennerschieferstücken, mit Gipsen und einer deutlichen Schichtung versehenen Rauhwacken sprechen.

Selbst wenn mesozoische Fossilien in den Kalkphylliten aufgefunden würden, brauchte man die Trans-

---

[1]) Es geht dies auch aus den Untersuchungen Sanders hervor. (Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern 1911. Denkschr. Bd. LXXXII.)

gression des Tarntaler Mesozoikums auf den Kalkphylliten nicht durch große ortsfremde „Decken" zu eliminieren, da man die sicher als mesozoisch bestimmten Gesteine, welche heute in den Tarntaler Bergen auf den Kalkphyllit liegen, auch für die hangendsten Glieder eines großen mesozoischen Kalkphyllitsystems nehmen kann, auf das lokal von Norden her paläozoische Quarzphyllite mit transgredierendem Mesozoikum geschoben wurden.

Mit den generellen Resultaten der Sanderschen Untersuchungen lassen sich die vorliegenden Ergebnisse sehr gut in Einklang bringen. Die Tarntaler Berge sind eben das Nordende einer mächtigen Schuppenzone des zentralen Alpenkörpers, welche darin besteht, daß aus jeweils transgredierendem Mesozoikum und aus liegendem Paläozoikum zusammengesetzte Schichtplatten dachziegelförmig aufeinandergetürmt sind. (cfr. Fig. 1 des II. Teiles.) Die Platten sind in den Tarntaler Bergen flach nordfallend, richten sich aber infolge der Faltungen gegen den Zentralgranit z. B. gegen den Gr. Kaserer, allmählich steil auf. Der Zentralgranit, über den oder über dessen Schieferhülle die mesozoischen Elemente, wie der Hochstegenkalk andeutet, einst auch ausgebreitet waren, entwickelte sich bei den tertiären Gebirgsbewegungen infolge seiner größeren Resistenz nur zu einer Gneisfaltenzone, die im Süden zunächst wieder von einer der nördlichen analogen Schuppenzone und am Hochwart, wo wieder Kerne mit großem Widerstand auftreten, von einer Faltenzone abgelöst wird. Nun ergibt sich auch, daß der vielgebrauchte Name „basales Vorland" nur innerhalb der Tarntaler Berge richtig angewandt ist. Das basale Vorland der Tarntaler Berge ist, wie Fig. 1 des II. Teiles zeigt, eine der großen dachziegelartig aufeinandergetürmten Schichtplatten, also ebenfalls nicht basal im strengsten Sinne des Wortes.

Wenn man die in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzte Sedimentationszone der Tarntaler Berge (cfr. Fig. 1, II. Tell) sich über den Quarzphyllit des Patscherkofel und das Inntal bis an das Karwendelgebirge verlängert denkt und in dem so gewonnenen Bezirke den Fazieswechsel zwischen Tarntaler und nordalpinem Mesozoikum sich vollziehen läßt, wofür der an der Kesselspitze auf Tauern-Rhät liegende Adnether Lias spricht, dann hat man stratigraphischen und tektonischen Anschluß an das nordalpine Mesozoikum gewonnen und ist nicht aus einem „Tauernfenster" heraus- und auf eine „ostalpine Decke" hinauf gestiegen.

Inhaltsverzeichnis des II. Teiles.

Flözfolge und Tektonik der unteren Ostrauer Schichten bei Mährisch-Ostrau.

Von W. Petrascheck.

Mit einer Tafel (Nr. XIV).

Die Ostrauer Schichten zerfallen in zwei große Abteilungen. Geschieden werden sie durch eine mächtige, flözleere Region, die in bemerkenswert konstanter Mächtigkeit durch das ganze Ostrauer Revier verfolgbar ist. Die oberen Ostrauer Schichten umfassen diese flözleere Region und ihr Hangendes bis zu der die Basis der Schatzlarer Schichten bildenden Sattelflözregion. Sie sind im Zentrum der Ostrauer Mulde, in der Peterswalder Mulde, im Bereiche der Orlauer Störung sowie südlich des Ausstriches der Sattelflöze entwickelt und haben vor wenigen Jahren in diesen Schriften eine eingehende Darstellung gefunden [1]).

In dem oberen Teile der unteren Ostrauer Schichten besteht über die genaue Flözfolge kein Zweifel. Unter der großen, flözleeren Partie liegt die Fettkohlenregion, beginnend mit den Heinrichschächter Flözen. Unter diesen folgt das Franziska Flöz. Im Revier ist es als Leitflöz und durch seine gut kokbare Kohle wohl bekannt. In Geologenkreisen kennt man es schon lang durch die mächtige, fossilreiche, marine Schieferzone, die oberhalb desselben ein konstantes Niveau bildet und deren Fossilinhalt erst neuestens ein gut Teil des Materials geliefert hat, daß Dr. von Klebelsberg zum Gegenstande seiner sorgsamen und vortrefflichen Untersuchung gemacht hat [2]).

Nicht gar weit unterhalb des Franziska Flözes beginnt die Flözfolge schon etwas unklarer zu werden. Wohl glaubte man, daß bis zum Karlflöz hinab die Benennungen in den verschiedenen Gruben noch in bester Ordnung sei und doch zeigte es sich im Verlaufe dieser Studien, daß bereits hier Unstimmigkeiten vorhanden sind, daß der Name Karl zwei verschiedenen Flözen gegeben wurde, zwischen denen eine kleine Gruppe von Flözen liegt, die als selbständige Gruppe noch nicht erkannt worden war.

Schwieriger gestalten sich die Untersuchungen in den noch tieferen Teilen der Ostrauer Schichten, da hier mannigfaltige Lage-

[1]) Das Alter der Flöze in der Peterswalder Mulde. Jahrb. d. k. k. geol. R-A. 1910, pag. 779.

[2]) Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 461.

rungsstörungen die Schichten durchsetzen. Nicht nur, daß das Karbon zu mehreren Falten aufgebogen ist, ist es überdies noch von einer größeren Anzahl von Verwerfungen, die zum Teil bedeutende Zerrüttungszonen darstellen, durchsetzt. Diese unteren und untersten Ostrauer Schichten sind in Mähren beziehungsweise Österr.-Schlesien in den Grubenbezirken von Hruschau (Hubertschacht), Oderfurt (Franzschacht und Georgschacht) und Marienberg (Ignazschacht und Oderschacht), im südlichsten Oberschlesien durch den Grubenbezirk von Petershofen (Anselmschacht und Oskarschacht) aufgeschlossen. Die Flözidentifizierungen zwischen diesen drei, nebeneinander gelegenen Grubenbezirken sind ein altes, oft erörtertes Problem. Viel wertvolle Bausteine haben die einschlägigen Veröffentlichungen geliefert. Nicht minder wertvoll erwiesen sich die zahlreichen nicht zur Veröffentlichung gelangten Einzeluntersuchungen der in diesen Kohlengruben tätigen Ingenieure. Wenn trotzdem eine Übereinstimmung der Auffassung, wie ein Blick in die einschlägige Literatur lehrt, noch nicht erzielt wurde, obwohl gerade in diesem Teile des Reviers der Bergbau teilweise weit über 100 Jahre alt ist, so deutet dies darauf hin, daß die einzelnen Flöze und Flözgruppen nicht immer gleich ausgebildet sind, da anderenfalls bestimmte Leitflöze wohl rascher als solche erkannt worden wären.

Tatsächlich gehen die in der Literatur niedergelegten Auffassungen oft noch weit auseinander. In seiner grundlegenden Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers nimmt Jičinsky eine große Anzahl von Flözen an. Von unten nach oben stellt er aufeinander die Rotschildgruppe und die Hangendflöze des Oskarschachtes, die damals als Hoffnungsvolle, Josef, Beilehn etc. im Reicheflözerbstollen aufgeschlossen waren. Hierüber nahm er eine damals noch nicht durchörterte Lücke an, über der die Flöze des Kleinpeterstollens: Tal bis Schwebende folgen sollen. Jünger als diese sollen die Flöze des Anselmschachtes sein, welche er teilweise schon mit Flözen des Franzschachtes verglich, womit der Übergang zu den besser bekannten Teilen des Ostrauer Reviers hergestellt war. Erneut trat Jičinsky diesen Problemen 1897 näher[1]). Er stellte die inzwischen am Ignazschachte erschlossenen Flöze in jene Lücke, zwischen dem Reicheflözerbstollen und dem Kleinpeterstollen. Indem er die einzelnen Flözfalten genauer verfolgte, kam er dazu, die Flöze Juliane, Unverhofft, Wilhelmine und Neue des Anselmschachte mit den Flözen Bruno, Daniel, Fridolin vereint, Gustav und Hermenegild des Franzschachts zu identifizieren. Auf diese Weise gelangt Jičinsky dazu, die Mächtigkeit der in der Ostrauer Teilmulde erhalten gebliebenen Ostrauer Schichten mit 3400 *m* zu berechnen. Diese Untersuchungen Jičinskys lieferten die Basis für alle weiteren Forschungen.

Eingehend hat sich Geisenheimer[2]) mit den Flözidentifizierungen der drei Grubenbezirke beschäftigt. Durch seine ins Detail gehende Darstellung wurde die Frage wesentlich gefördert. Die

---

[1]) Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1897, pag. 205 etc.

[2]) Das Steinkohlengebirge an der Grenze von Oberschlesien und Mähren. Zeitschr. des oberschles. Berg- u. Hüttenmännischen Vereins 1906, pag. 293.

Flöze des Franzschachtsattels wurden mit jenen des Anselmschachtes genauer identifiziert, indem die Übereinstimmung der Flöze Bruno bis Ignaz am Franzschacht mit den Flözen Bruno bis Neue am Anselmschacht ausgesprochen wird, eine Identifizierung, die seitdem im Gefolge der auf beiden Gruben gemachten neuen Aufschließungen von den beteiligten Ingenieuren, insbesondere von dem Markscheider, Herrn Oberingenieur Strauch, bestätigt und weiter ausgebaut wurde und die zu übernehmen ich alle Ursache hatte, was später noch näher angedeutet werden mag. Diese Flözgruppe Bruno bis Neue, die ich im folgenden der Kürze halber Franzschächter Flözgruppe nennen will, glaubte Geisenheimer in der Hangenderen der beiden am Ignazschacht aufgeschlossenen Flözgruppen wiedererkennen zu können. Er gelangte dazu auf teilweise mehr markscheiderischem Wege, indem er von einem im Hangenden der Flöze des Ignazschachtes erbohrten stärkeren Flöze ausging, das damals als Franziskaflöz angesprochen wurde und das in der Tat wenigstens nicht weit vom Franziskaflöz liegt. Die tiefere Flözgruppe des Ignazschachtes glaubt Geisenheimer möglicherweise mit den westlich vom Anselmschacht erschlossenen Flözen (Franz, Albert etc.) vergleichen zu sollen. Diese Flöze bis einschließlich Stollen vermutet er mit jenen des Kleinpeterstollens identifizieren zu können und von diesen wieder nimmt er an, daß sie infolge Sattelbildung mit den Flözen Josef, Hoffnungsvolle, Beilehn etc. des Reicheflözerbstollens zu vereinigen sind. Sonach gelangt bereits Geisenheimer zu einer sehr wesentlichen Verringerung des Gesamtprofils der Ostrauer Schichten. Noch weitergehend ist die Verringerung der Schichtenfolge, welche Gäbler annehmen zu können glaubt.. In Bezug auf die soeben genannten Flöze des Reicheflözerbstollens macht Gäbler dieselbe Annahme, wie Geisenheimer, auch er sieht in den Flözen des Kleinpeterstollens eine Wiederholung dieser Flöze, die sich im westlichen Teile des Anselmschachts zum drittenmale wiederholen sollen. In den steil gelagerten Flözen des Anselmschachts, die zwei, gegen unten divergierende Gruppen bilden, sieht aber Gäbler einen dritten Faltensattel, sodaß er die Flöze Franz bis Einsiedel auf der einen und Nanette bis Neue auf der anderen Seite als eine und dieselbe Gruppe auffaßt [1]).

Was übrigens diese letztere Auffassung anbelangt, die beim bloßen Studium der Grubenprofile sehr bestechend erscheint, so ist eine Nachprüfung sehr leicht und sicher möglich. Würde im Anselmschachte ein solcher Sattel vorliegen, wie ihn Gäbler annimmt, so müßten die Flöze auf beiden Seiten des Sattels den Wurzelboden im Liegenden haben. Das ist aber nicht der Fall. Flöz für Flöz konnte ich nachweisen, daß auf der scheinbar östlichen Seite des Faltensattels der Wurzelboden im Liegenden sich befindet, wie es eben der normalen Lagerung entspricht. Auf der westlichen Flanke des scheinbaren Sattels jedoch liegt der Wurzelboden immer im Hangenden, die Flöze sind also überkippt und stellen, so wie es von der betreffenden Grubenverwaltung immer angenommen worden ist, eine normale Schichtenfolge nicht aber eine Wiederholung dar. Daß die

[1]) Das oberschlesische Steinkohlenbecken, pag. 205.

beiden Flözgruppen nach unten divergieren und dadurch einen sattelförmigen Bau vortäuschen, wird durch eine kleine, mit Schleppungen verbundene Überschiebung bedingt, welche die Region in schrägem Winkel durchsetzt.

Ich habe nun im Laufe der letzten Jahre durch eine größere Anzahl zum Teil oft wiederholter Befahrungen mir ein tunlichst genaues Bild von den in Betracht kommenden Flözablagerungen zu beschaffen gesucht, um die Frage der Flözidentifizierungen durchaus von neuem in Angriff nehmen zu können. Wenn es sich hierbei auch um anscheinend sehr spezielle Dinge handelt, von denen man meinen sollte, daß sie lediglich im engeren Reviere wegen der Beurteilung des Kohlenvermögens und der zweckmäßigen Verfassung von Aufschlußplänen Interesse finden dürften, so ist doch die Bedeutung dieser Fragen etwas weitergehend. Die genaue Feststellung der Mächtigkeit und Flözzahl der Ostrauer Schichten sowie die Klarstellung der Tektonik in denselben ist von diesen detaillierten Feststellungen abhängig.

Nicht unerwähnt und nicht ohne Ausdruck des Dankes will ich hier die Tatsache lassen, daß ich bei meinen Studien von seiten der beteiligten Verwaltungen volles Entgegenkommen fand und daß insbesondere manche der mich begleitenden Ingenieure mit ihren großen Erfahrungen mir bereitwilligst zur Seite standen, was die Arbeit oft sehr erleichterte und beschleunigte. Es wird sich an den entsprechenden Stellen noch Gelegenheit bieten, auf diese Mithilfe zurückzukommen.

Es ist nicht meine Absicht, in dieser Arbeit eine detaillierte Charakteristik der untersuchten Ostrauer Schichten und eine Aufzählung aller Fossilfunde zu geben. Hiezu wird in späteren Veröffentlichungen Gelegenheit sein. Ebensowenig habe ich mich jetzt bemüht, die Identifizierungen Flöz für Flöz durchzuführen. In der Regel habe ich mich begnügt, kleinere Flözgruppen zu parallelisieren. Das Detail soll anderen Untersuchungen überlassen werden. Hier sollen nur kurz die Grundlagen der Flözidentifizierungen und die Grundzüge des Schichtenbaus dargelegt werden.

Die Feststellung der Flözfolge vom Hangenden zum Liegenden wird durch eine anscheinend bedeutende Störung, die am Franzschachte und am Anselmschachte angefahren wurde und unter dem Namen westliche Kluft bekannt ist, beeinträchtigt. Es ist das eine 30—50 *m* breite, stark druckhafte, gänzlich zerrüttete Bruchzone, die die Tagesoberfläche westlich neben dem Anselmschachte erreicht. Sie hat hier einen annähernd nordsüdlichen Verlauf. übersetzt die Oder und biegt im Felde des Franzschachts nach SO um (vgl. die Situationsskizze auf Tafel XIV). Zwischen dem Abbaufeld des Heinrichschachts und des Theresienschachts scheint sie sich auszukeilen. Anscheinend in ihrer südöstlichen Verlängerung tritt im Felde des Theresienschachts die Michaelischächter-Verwerfung auf, die ganz ähnlichen Charakter hat und deren weiterer Verlauf aus der vom Berg- und Hüttenmännischen Verein in Mährisch-Ostrau herausgegebenen Revierkarte zu ersehen ist.

Über die Schichtfolge der tiefsten Ostrauer Schichten herrscht volle Klarheit. Auf die schwächeren liegendsten Flöze der Vinzentgruppe folgen die drei charakteristischen Flöze Rotschild, Leonhard und Max und hierauf die neun Oskarschächter Hangendflöze, welche im Reicheflözerbstollen zum Teil unter den Namen Josef, Hoffnungsvolle und Beilehn gebaut worden waren. Die genaue Aufeinanderfolge ist namentlich durch die Bemühungen des Herrn Oberingenieurs E. Makuc in Petershofen geklärt worden. Die Schichtfolge wird hier durch eine sehr flach liegende Überschiebung unterbrochen, welche eine stark verbogene, zum Teil mit intensiven Zerrüttungen verbundene Schubbahn aufweist. Die Details dieser Überschiebung, welche eine Änderung des Streichens im überschobenen Teil zur Folge hatte, sind auf den Karten und Profilen des Oskarschachts vortrefflich dargestelllt. Was ich selbst von den betreffenden Aufschlüssen zu sehen Gelegenheit hatte, ist nur geeignet, die Auffassung der betreffenden Verwaltung von dieser Überschiebung zu bestätigen. Übrigens ist die Überschiebung auch aus einem kürzlich von Bartonec[1]) zur Veröffentlichung gebrachten Profil zu ersehen.

Die Flöze des Oskarschachts baut auch der Oderschacht. Namentlich die Flöze Rotschild, Leonhard und Max sind ganz richtig erkannt worden. Über ihnen liegen die Oderschächter Hangendflöze (I—VII), die den Hangendflözen des Oskarschachts entsprechen. Herr Oberingenieur Makuc hat die Identifizierung im einzelnen durchgeführt. Seinen gefälligen Mitteilungen zufolge ist das V. Hangendflöz des Oskarschachts gleich dem VII. Hangendflöz des Oderschachts.

An die Aufschlüsse des Oderschachtes schließen jene westlich der westlichen Kluft am Franzschacht an. Es folgen auf das erwähnte VII. Hangendflöz noch zwei Flöze und hierauf die Flöze Johann, Ignaz, Therese, die weitere Fortsetzung im Hangenden ist aus dem Profil Figur 5 zu ersehen. Außer einem unbenannten Flöz schließen sich gegen Ost noch drei Flöze an, die sich infolge eines Bruches, dessen Verlauf ich genau feststellen konnte, zweimal wiederholen.

Die Auffahrungen in diesen Flözen haben nun ergeben, daß sie mit Flözen des Georgschachts ident sind. Es entsprechen wie mir von Herrn Oberingenieur Švab und Herrn Oberingenieur Pietsch mitgeteilt wurde, in der westlichen Partie des Franzschachts die Flöze I *B* und II den Flözen 2. Kasimir und V. des Georgschachts. Das sind Flöze, die unter dem Karlflöz dieses Schachts liegen.

Durch diese markscheiderischen Feststellungen wäre ein Anhaltspunkt zur Deutung der Flözgruppe Therese, Ignaz, Johann vom Franzschacht, sowie der darunterliegenden Hangendflöze des Oskarschachtes, beziehungsweise Oderschachtes gegeben. Sie wären in entsprechendem Abstand unter dem Karlflöz zu suchen und Herr Direktor Pospišil zog daraus die ganz zutreffende Vermutung, daß diese Flözgruppe der Franzschächter Flözgruppe entsprechen dürfte.

---

[1]) Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. Österr. Zeitschr. f. Berg. und Hüttenwesen 1912, Heft 14.

Die Querschläge, welche am Franzschachte von der westlichen Kluft bis zu dieser Flözgruppe vorgedrungen sind, haben anscheinend oft gestörtes Gebirge angetroffen. Zeitweilig gehen die Querschläge im Streichen der Schichten, da sie ein Flexurblatt passieren, wie solche am Oderschacht und Ignazschacht gelegentlich zu bemerken sind. Außer der im Profil Fig. 5 dargestellten, waren innerhalb dieser westlichen Partie des Franzschachts größere Verwerfungen nicht nachweisbar. Auch hat der bisherige Abbau ergeben, daß das Gebirge nicht dermaßen verworfen ist, wie man aus den zahlreichen Klüften, welche die Querschläge erschlossen haben, wohl vermuten könnte. Widersinnige Lagerungen, die auf größere Falten und infolgedessen auf Wiederholung der Schichten schließen lassen könnten, kommen, wie aus den Wurzelböden fast Flöz für Flöz festgestellt werden kann, nicht vor. Die zahlreichen Klüfte und Verruschelungen, welche die Querschläge durchfahren haben, sind zum großen Teil nicht auf Verwerfungen, sondern nur auf Zerquetschungen zurückzuführen, die ihrerseits Begleiterscheinungen der großen westlichen Kluft und der Verbiegungen sind, welche die Schichten hier erfahren haben. Es liegt in diesen westlichen Querschlägen des Franzschachts, wenn man von der erwähnten größeren Verwerfung und der Schleppung des Schichtenstreichens absieht, eine einheitliche und normale Schichtenfolge vor, was für die weitere Deutung von Wichtigkeit ist.

Das VII. Hangendflöz des Oderschachts entspricht, wie mir Herr Berginspektor L e n d l in Marienberg mitteilte, dem Vladimirflöz des Ignazschachts. Dies ist ein Ergebnis der dortigen Ausrichtungen uud steht in bestem Einklang mit den Merkmalen der Ablagerung. Aus dieser Feststellung würde also folgen, daß die Hangendflöze des Oderschachts und die auf dieselben folgenden Flöze Johann, Ignaz, Therese vom Franzschacht, westliche Partie, der liegenderen der beiden Flözgruppen entsprechen, welche der Ignazschacht baut. Eine sich hieraus ergebende, naheliegende Kombination wäre dann, daß die hangende Flözgruppe des Ignazschachts (Therese bis Quirin) den Flözen I *B*, II, III im westlichen Felde des Franzschachts mithin also den Flözen entsprechen würde, die der Georgschacht unter seinem Karlflöz baut.

Die weit ausgreifenden Querschläge des Ignazschachts sind für die Beurteilung der Schichtenfolge von größtem Wert. Sie ergeben sicheren Anschluß an die wohlbekannte Flözfolge im oberen Teil der unteren Ostrauer Schichten. Es wurde 290 *m* (bergrecht gemessen) über dem (Ignazschächter) Thereseflöz das, durch seine Hangendschichten nicht zu verkennende Franziskaflöz angefahren. (Jenes Flöz, in dem G e i s e n h e i m e r das Franziskaflöz vermutet, liegt zirka 100 *m* weiter im Hangenden.)

Im übrigen ist die aus dem Übersichtsprofile (Fig. 7) ersichtliche Gliederung der Schichtfolge des Ignazschachts in zwei Flözgruppen, die durch eine flözarme Region getrennt werden, sehr bezeichnend. Dieses flözarme Mittel enthält äußerst charakteristische Leitschichten. Beiläufig 30 *m* unter dem Quirinflöz liegt ein 10 *m* mächtiges, äußerst festes Gestein, mit muscheligem oder splittrigem Bruche. Es ritzt Glas, läßt sich aber vom Messer ritzen. Es hat Ton-

geruch, ganz lichtgraue oder ganz lichtgelblichgraue, selbst fast weiße Farbe. Häufig ist es grau geflammt oder besitzt ganz feine, wohl auch gewundene graue Linien und Streifen. Unter dem Mikroskope erkennt man, daß es aus äußerst fein geschlämmten Quarzsplittern besteht. Man hätte es seinem Mineralbestand und seiner Struktur nach als Quarzpelit zu bezeichnen. In seiner Beschaffenheit stimmt es vollkommen mit den Wetzschiefern, verschiedener paläozoischer Formationen überein, nur fühlen sich seine Bruchflächen gewöhnlich etwas rauher an, als jene der feineren Wetzschiefersorten des Handels. Unter diesem Wetzstein liegen und zwar in einem Abstande von kaum 20 *m* Schiefertone mit Toneisensteinknollen und mariner Fauna. Deutlich sind zwei, hier etwa je 10 *m* mächtige, durch 20—30 *m* mächtige fossilleere Schichten scharf geschiedene, marine Bänke zu unterscheiden. Der Wetzstein, den ich ebenso wie die marinen Schichten zunächst nur auf zwei Horizonten des Ignazschachts feststellte, erwies sich als sehr verwendbarer Leithorizont. Herr Berginspektor Lendl konstatierte, daß der Wetzstein auf allen noch zugänglichen Horizonten des Ignazschachts entwickelt ist und daß er auch auf den 1000 *m* nördlich und 1000 *m* südlich vom Ignazschachte getriebenen Querschlägen ansteht. Da ich das Gestein überdies bereits aus mehreren Bohrlöchern kannte, ohne daß es mir vordem gelingen wollte, zu erheben, in welchem Teile der Ostrauer Schichten es vorkommt, war zu hoffen, daß der Wetzstein auch in anderen Gruben nachweisbar sein werde. Die marinen Schichten in seinem Liegenden verhalfen zur Auffindung.

Daß, ebenso wie in anderen paralischen Kohlenrevieren, die marinen Bänke vortreffliche Leitschichten sind, hatte sich schon beim Studium der oberen Ostrauer Schichten gezeigt. Bisher kenne ich aus den gesamten Ostrauer Schichten von den Sattelflözen bis zum Kulm hinab im ganzen zehn marine Horizonte. Ihre Zahl kann nicht viel größer sein. Es sind die marinen Schichten mithin ziemlich spärlich verstreute Einlagerungen. Freilich darf man sich, wie auch von Klebelsberg zutreffend bemerkt, bei Verwendung der marinen Bänke dadurch nicht beirren lassen, daß dieselben, so wie in dem soeben erwähnten Falle, zuweilen durch fossileere Lagen in einzelne gesonderte Bänke gespalten sind. Auch können manche marine Zonen wie jene oberhalb des Franziskaflözes beträchtliche Mächtigkeit aufweisen.

Ganz ähnliche marine Schichten, wie sie sich am Ignazschachte unter dem Wetzstein fanden, kannte ich unter dem Franziskaflöz noch aus der Nachbarschaft des Ottokarflözes. Sie liegen hier unmittelbar auf dem Flöze und sind ebenso wie am Ignazschacht in zwei separate Bänke gespalten. Am Franzschacht, am Hubertschacht und am Anselmschacht hatte ich diese Fauna über Ottokar beobachtet. Auf dem zuletzt genannten Schachte liegt sie über dem Nanetteflöz, das eben insbesondere von Herrn Oberingenieur Strauch zutreffender Weise mit dem Ottokarflöz identifiziert wird. Diese Schiefertone mit den Toneisensteinknollen stehen auch in dem bekannten Profile unter der Landecke bei Koblau an und sind an der Kohlenstraße neben dem Oderufer etwa 10 *m* oberhalb der Ostrawitzamündung zu beobachten. Es ist hier sonach auch ober

Tag Gelegenheit, die marine Fauna der Ostrauer Schichten zu sammeln.

Etwa 15 *m* über der Oberbank dieser marinen Zone im Hangenden des Ottokarflözes gelang es mir den Wetzstein wiederzufinden. Ich beobachtete ihn sowohl am Franzschacht, wie am Hubertschacht, wie endlich im Tagesausstrich an der erwähnten Kohlenstraße. Hierselbst steht der Wetzstein etwa 200 *m* oberhalb der Koblau-Hruschauer Brücke in den ersten Klippen steil aufgerichteter Karbonschichten unter einem Heckenrosenstrauche an und streicht schräge am Hange empor. Im Tagesausstrich ist der Wetzstein etwa 2 *m* mächtig, während er im Franzschacht und Hubertschacht zirka 10 *m* Mächtigkeit aufweist. Auch ist er im frischen Zustande viel auffälliger und leichter zu erkennen als im verwitterten Zustande an der Tagesoberfläche.

Dieser Wetzstein war nun auch am Franzschachte westlich der westlichen Kluft festzustellen. Auf allen drei Horizonten konstatierte ich ihn und immer lagen darunter die zwei Schieferbänke mit mariner Fauna. Damit war auch in der westlichen Partie des Franzschachts die Lage des Karlflözes festgestellt Bis ins Detail zeigte sich die Übereinstimmung der Schichten. Überall liegt auf den Wetzstein ein Kohlenschmitz. Überall folgen auf der oberen marinen Bank feste Schiefer und sandige feinkörnige Schiefer. Überall liegt zwischen dem Wetzstein und dem Karlflöz ein mächtiger Sandstein und folgt über dem Karlflöz neuerlich Sandstein. Überall ist endlich dieses Karlflöz ein unreines, von mehreren Mittel durchsetztes Flöz. Aber selbst ohne die Übereinstimmung in diesen Details würde das Zusammenvorkommen des in seiner Art im Reviere einzigen Wetzsteines mit den beiden marinen Bänken ein gewiß nicht zufälliges Vorkommen sein, das als Leitschicht mit Sicherheit verwendet werden kann. Konnte der Wetzstein auf Grund der Grubenaufschlüsse von Marienberg bis nach Hruschau verfolgt werden, so ist es auf Grund von Bohrlochfunden möglich, ihn noch weiter zu verfolgen, denn er wurde auch in Wirbitz und in der Gegend von Paskau erbohrt unter Umständen, die es nicht zweifelhaft lassen, daß es sich um dieselbe Leitschicht handelt. Auch aus anderen Gründen bin ich der Überzeugung, daß in der Paskauer Gegend die Franzschächter Flözgruppe ansteht. Es ergibt sich aus diesen Feststellungen eine außerordentlich weite Verbreitung der an sich wenig mächtigen Wetzsteinschicht.

Durch diese Leitschichten war die Identifizierung der westlichen Flözgruppe des Franzschachts gelöst. Die Flöze, Karl, Ottokar (als Schmitz) und Paul ergeben sich aus den Profilen. Das Thereseflöz muß beiläufig dem Danielflöz entsprechen und die Flözgruppe, die das Thereseflöz einleitet, ist tatsächlich die Franzschächter Flözgruppe. Bei näherem Vergleich ergeben sich mannigfache Analogien, auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll. Erwähnen will ich nur, daß ein sehr charakteristischer Sandsteinhorizont, auf den ich am Ignazschacht aufmerksam gemacht worden bin und der dort zwischen den Flözen Ferdinand und Luise liegt, jener Sandstein ist, der am Franzschacht zwischen dem ersten und zweiten Flöz unter dem

Johannflöz liegt, der am Oskarschacht das Mittel zwischen dem VII. und VIII. Hangendflöz, am Anselmschacht das Mittel zwischen Unverhofft und Wilhelmine bildet und am Franzschacht im Sattel über dem Wilhelmineflöz liegt. Es ist das eine 12 bis 24 *m* mächtige, zum großen Teil mittelkörnige, feste Sandsteinbank.

Tiefer als die Aufschlüsse des Franzschächter Sattels reichen jene des Anselmschachts, woselbst (vgl. Fig. 1) unter den Franzschachtflözen noch die Flöze Stolln, Therese, Albert, Franz, dann Louis und ein „zweites Liegendflöz" angefahren wurden. Aus obigen Feststellungen war zu folgern, daß das Louisflöz am Oskarschacht nicht weit vom Maxflöz gesucht werden müsse. Herrn Oberingenieur Makuc gelang der Nachweis, daß dies tatsächlich zutrifft. Er fand auf dem Louisflöz einen Schiefer mit kleinen Toneisensteinknollen und mariner Fauna und fand denselben Schiefer mit der marinen Fauna wieder auf dem Leonhardflöz. Sonach entsprechen sich die Flöze Louis und Leonhard sowie 2. Liegend am Anselmschacht und Rotschild am Oskarschacht. Das letztere gilt als Leitflöz und zeichnet sich unter anderem durch größere Mächtigkeit (1—2 *m*) aus. Das zweite Liegendflöz des Anselmschachts hat gewöhnlich 1·40—1·60 *m* Kohle, ist also ebenfalls ein mächtiges Flöz. Die Mächtigkeit der Flöze in diesem tieferen Teile der Ostrauer Schichten ist übrigens oft schwankend und erschwert die Wiedererkennung. Daß sich auch in dieser Flözgruppe noch manche übereinstimmende Details wiederfinden, welche das Prinzip der Identifizierung erhärten, soll hier nicht weiter besprochen werden.

Zwischen dem Anselmschacht und dem Oskarschacht liegt, beiderseits durch Verwerfungen begrenzt, die Flözgruppe des Kleinpeterstollens, die heute nur mehr in den Tagesaufschlüssen am Wege vom Anselmschacht nach Petershofen (Petrzkowitz) zugänglich ist. In einem Abstande von 200 *m* darunter wurden zwei Flöze, das „westliche Flöz Nr. 2" und das „Reicheflöz" gebaut, von denen das letztere ein mächtigeres Flöz ist. Über dem Reicheflöz liegt ein unbauwürdiges Flöz und darauf Schiefer mit mariner Fauna. Es ist das die Fauna vom Louis-Leonhardflöz. Das Reicheflöz entspricht sonach dem Rotschildflöz. Die Flöze des Kleinpeterstollens sind in der Tat, wie schon Geisenheimer und andere vermuteten, die Flöze des Anselmschachts, also die Franzschächter Flözgruppe.

Durch diese Feststellungen ist die gesamte Flözfolge der Ostrauer Schichten aufgeklärt. Es folgen von unten nach oben auf die Vinzenzgruppe die Rotschildgrupe, dann die Oskarschächter Hangendflöze, deren oberer Teil am Franzschachte in der Franzschächter Flözgruppe ebenfalls schon gebaut wird. Die Schichtfolge erfährt also in diesem Teile im Vergleich zu älteren Annahmen eine nicht unwesentliche Reduktion.

Eine Unstimmigkeit scheint nur, wie schon eingangs erwähnt, in bezug auf das Karlflöz zu bestehen. Zwei verschiedene Flöze haben diesen Namen erhalten. Die dazwischen liegenden Flöze sind als selbständige Gruppe noch nicht überall erkannt.

Der Name Karlflöz wurde zuerst am Hubertschacht gegeben, bei Aufschlüssen, die vom Liegenden zum Hangenden gingen. Er bezieht sich auf ein unreines Flöz, das durch die Leitschichten in seinem Liegenden bestens charakterisiert ist. Das Karlflöz des Franzschächter Sattels stimmt mit ihm vollkommen überein. Später wurde derselbe Namen einem Flöz gegeben, das bei Aufschlüssen, die vom Hangenden zum Liegenden vorwärts schritten, am Heinrichschacht gefunden worden war. Es stimmt seinerseits mit dem Karlflöz des Georgschachts überein, ist ein reines Flöz und hat mehrere Schmitze in seinem Liegenden. Die Leitschichten darunter fehlen. Auch die Flöze Ottokar und Paul, die unter dem Franzschächter Karlflöz folgen, sind hier nicht zu erkennen. Es folgen unter dem Georgschächter Karlflöz mächtigere Flöze, die als Kasimirflöze bezeichnet wurden und die in Wirklichkeit zwischen den beiden Karlflözen liegen. Es ergibt sich das sowohl aus dem Vergleich mit der Flözfolge der westlichen Partie des Franzschachts, wie aus dem Vergleich mit der Flözfolge des Ignazschachts. Auf letzterem ist sehr deutlich zu sehen, daß zwischen dem nicht zu verkennenden Franziskaflöz und dem durch seine Leitschichten im Liegenden charakterisierten (Franzschächter) Karlflöz außer jenen Flözen, die als Olga, Paulina etc. angesprochen werden können noch eine Flözgruppe, die hangendere Flözgruppe des Ignazschachts, liegt, die eben der Kasimirgruppe des Georgschachts entspricht. Anderseits existieren auch in Hruschau am Hubertschacht Aufschlüsse, die vom Franziskaflöz bis zu dem richtigen Karlflöz hinabreichen. Die Zahl der Flöze in diesem Gebirge ist hier aber ebenso wie die Schichtmächtigkeit geringer, als am Ignazschacht. Auf letzterem beträgt das Mittel 400 *m* und enthält 8 bauwürdige Flöze, gegen 280 *m* und 6 bauwürdige Flöze am Hubertschacht. Es ist sonach ein Auskeilen von Schichten und Auskeilen von Flözen zweifellos. In welcher Weise dieses Auskeilen vor sich geht und speziell welche Flöze in der Richtung von Marienberg nach Hruschau verschwinden, kann erst durch weitere detaillierte Studien ermittelt werden.

Die Veränderlichkeit der Schichtenmächtigkeit in der Gruppe von Kasimir bis Karl ist schon im Abbaufelde des Ignazschachts allein zu konstatieren, denn daselbst beträgt das Mittel zwischen dem Thereseflöz und dem Wetzstein im Profile der Hauptquerschläge sowie 1000 *m* südlich von diesen 160 *m*, hingegen 1000 *m* nördlich der Hauptquerschläge 220 *m*. Naturgemäß werden ebenso wie beim Karlflöz auch bei der Benennung der Flöze zwischen Franziska und Karl Verwechslungen vorgekommen sein, wenigstens wird solches durch mancherlei Unstimmigkeiten angedeutet. Diesen Fragen im Detail nachzugehen, habe ich bisher nicht als meine Aufgabe betrachtet.

Erwähnt möge nur werden, daß jenes Flöz, das im äußersten Osten des Franzschachts, zwischen diesem und dem Idaschachte im sogenannten Muglinauer Felde als Karlflöz gebaut wird, meiner Ansicht nach nicht mit dem Karlflöze des Franzschachts und Hubertschachts übereinstimmt, dahingegen wohl mit dem Heinrichschächter und Georgschächter Karlflöz ident sein kann. Ob es dem sogenannten Olgaflöze des Franzschachts entspricht, wie namentlich Herr Ingenieur

Pawelka am Franzschacht vermutet, vermag ich vorläufig noch nicht zu entscheiden. Die ganze Frage ist deshalb von einigem geologischen Interesse, weil sie zur Beurteilung der Sprunghöhe eines Verwurfes dient, der am Franzschachte im Osten, beim Abbau des Olgaflözes angetroffen wurde. Dieser würde, wenn in dem erwähnten (Muglinauer) Karlflöze das Franzschächter Karlflöz vorliegen sollte, eine (relative) Hebung des östlichen Teiles um zirka 120 *m* bewirken. Die Annahme einer derartigen Verwerfung wurde von mir aus den mir zur Verfügung gestellten Grubenprofilen für jenes Übersichtsprofil durch das Ostrau-Karwiner Revier übernommen, das in dem Werke über die Kohlenvorräte der Erde des XIII. internationalen Geologenkongreß enthalten ist.

Nach meinen neueren Untersuchungen ist eine solche bedeutende Verwerfung hier noch nicht erwiesen. Die im Streichen nördlich liegenden Aufschlüsse des Hubertschachts haben an entsprechender Stelle eine Flexur ergeben, die ein Absinken gegen Ost bewirkt (Figur 3). Es wäre demnach auch denkbar, daß am Franzschachte der erwähnte Bruch mit einem unbedeutenden Absinken gegen Ost verbunden ist. Diese Auffassung habe ich vorläufig, bis Aufschlüsse eine Entscheidung bringen, in dem Profile Figur 8 zur Anwendung gebracht.

Durch die besprochenen Flözidentifizierungen ist nunmehr die ganze Schichtenfolge in den Ostrauer Schichten bis zum Liegenden geklärt. Zählt man alle Kohlenbänke bis zu 30 *cm* Mächtigkeit hinab, so ergibt sich für die Ostrauer Schichten folgende Gruppierung, durch die jene in den „coal ressources“ entsprechend zu berichtigen ist.

Obere Ostrauer Schichten	Zahl der Flöze	Gesamtmächtigkeit derselben in *m*	Gebirgsmächtigkeit in *m*
Von Prokop bis zu Johann	15	16·7	740
Von Johann bis mit Adolf	21	14·4	321
Flözleer	0	0	200
Untere Ostrauer Schichten			
Heinrichschächter Flöze bis mit X	19	10·7	413
Von X bis mit Karl	17	11·9	443
Von Karl bis zu Rotschild	20	14·0	626
Von Rotschild bis Vinzent	7	5·1	171
Flözleer	0	0	350 (schätzungsweise)
Ostrauer Schichten	**99**	**72·8**	**3264**

Über den untersten Teil der Ostrauer Schichten, der unterhalb der tiefsten gebauten Flöze liegt, herrscht mangels hinreichender Aufschlüsse vorläufig noch nicht genügende Klarheit. Vorläufig möchte ich hierüber nur andeuten, daß ich ebenso wie es Gäbler tat, jene Flöze, die in dem alten Schurfschachte bei Schönbrunn aufgeschlossen

wurden und jene, die in der Sohle dieses Schachtes noch angebohrt wurden, als zur Vinzentgruppe gehörend betrachte. Veranlaßt werde ich dazu durch mancherlei Details über diese alten Aufschlüsse und durch die Tatsache, daß darin eine marine Fauna gefunden wurde, von der ich vermute, daß sie mit jener zu vereinigen sei, die ich im Hangenden des Theodorflözes fand. Übrigens muß hier bemerkt werden, daß die in der Literatur niedergelegten Angaben über diese alten Schürfungen nicht gut übereinstimmen. Die beste Übereinstimmung besteht noch zwischen jenen Angaben, die Jičinsky macht und Mitteilungen, die ich der Freundlichkeit des Herrn Bergverwalters Jenull verdanke, der diese Aufschlüsse bewirkt hat. Anscheinend unmittelbar im Liegenden dieser alten Aufschlüsse ist in der Gemeinde Poruba vor einigen Jahren ein Bohrloch abgestoßen worden, das auch einige schwache Kohlenbänke ergeben hat und dessen Aufschlüsse meines Erachtens recht gut mit jenen des rückwärtigen Teiles des Reicheflözerbstollens kombiniert werden können.

In diesem flözleeren rückwärtigen Teile des Reicheflözerbstollens ist durch Stur eine marine Fauna gesammelt worden, die jetzt durch von Klebelsberg eine genaue Bearbeitung gefunden hat und die in ihrer Zusammensetzung noch keine auffallenderen Unterschiede von den flözführenden Karbonschichten zeigt. Auch in dem Graben oberhalb Ellgot bei Hultschin trifft man im oberen Teile in der Nähe einer Flözspur auf anstehende Schiefer mit mariner Fauna. Es besteht die Möglichkeit, daß es sich hier im Graben um denselben Horizont handelt, der rückwärts im Reicheflözerbstollen angetroffen worden war. Geht man weiter ins Liegende, so kann man noch hie und da auch schon in Schichten, die bisher allgemein zum Kulm gezählt wurden, Fossilien sammeln, aber immer noch kann man dieselben Spezies antreffen, wie sie aus den Ostrauer Schichten beschrieben wurden. Es erscheint mir deshalb vorläufig noch nicht sicher zu sein, ob es möglich ist, hier die Grenze zum Kulm paläontologisch zn bestimmen. Vorläufig habe ich in den zur Veröffentlichung gebrachten Profilen die mächtigen und festen, mittelkörnigen, feldspatführenden Sandsteine (Werksandsteine) als untersten Teil der Ostrauer Schichten genommen und finde mich bei solchem Vorgehen anscheinend in guter Übereinstimmung mit der bisher in der Literatur angenommenen Karbon-Kulm-Grenze.

Durch die erwähnte Flözidentifizierungen erklärt sich nunmehr auch die Tektonik der unteren Ostrauer Schichten. Im Sattel des Franzschachts liegt eine Falte vor, deren Streichen von der NS-Richtung etwas gegen Ost abweicht. Schräge zu ihrem Streichen wird diese Falte von einem wahrscheinlich jüngeren Verwurf (der „westlichen Kluft“) durchsetzt, an dem der westliche Teil bedeutend abgesunken ist. Aus der Situationsskizze, die nach der vom Berg- und Hüttenmännischen Verein in Mährisch-Ostrau herausgegebenen Revierkarte entworfen ist, und aus den Profilen auf Tafel XIV ist der Verlauf dieses Verwurfes ersichtlich.

Der Sattel des Franzschachts ist in diesem Schacht leicht gegen Ost überkippt. In seiner südlichen Fortsetzung flacht er allmählich

ab, wie schon der Schnitt über den Georgschacht und weiterhin jener über den Ignazschacht erkennen läßt. Gleichzeitig tauchen sowohl die Sattelachse, wie die ganze Ablagerung von Nord gegen Süd immer mehr zur Tiefe, so daß man im Gewölbe des Sattels sowohl wie in den anschließenden Mulden immer jüngere Flöze antrifft, je weiter man gegen Süd vorschreitet.

Im ganzen ist die Franzschächter Falte eine der Michalkowitzer und der Orlauer Störung analoge tektonische Linie, die so wie jene sich weithin in ihrem Streichen verfolgen lassen muß. Daß die Sattelzone noch über die derzeit südlichsten Aufschlüsse hinaus im Gebiete von Zabřeh etc. vorhanden sein muß, kann auch daraus erschlossen werden, daß in Schönbrunn und Poruba noch Flöze angetroffen wurden, obwohl diese Gebiete bereits außerhalb des Steinkohlenbeckens liegen könnten, wie die Konstruktion unter Berücksichtigung der nunmehr bekannten Mächtigkeit der Ostrauer Schichten und des im allgemeinen gegen Ost gerichteten Einfalls ergibt.

Allen diesen Falten und Flexuren, zu denen auch der ihnen parallele, westliche Beckenrand gehört, ist gemeinsam, daß sie die Neigung zur Überkippung gegen Ost haben und daß sich an ihnen gegen Ost ein Absinken des produktiven Steinkohlengebirges vollzieht. Das Übersichtsprofil Fig. 8 veranschaulicht den Verlauf dieser Senkungsfalten, bezw. -Flexuren. Zu ihnen gehört auch jene, bis jetzt noch wenig erforschte Störung, die das Karwiner Revier im Osten begrenzt. Sie ist nur zum geringeren Teil aus Grubenaufschlüssen bekannt, ist aber in ihrem Wesen durch Bohrlochaufschlüsse sichergestellt. Das Alter der östlich dieser Störung erbohrten Karbonschichten läßt daran keinen Zweifel, daß auch diese Störungszone eine bedeutende Absenkung des östlichen Gebiets zur Folge hat. Überdies ist diese letztere Störungszone mit postmiocänen Brüchen kombiniert, was bei den anderen Störungszonen nicht der Fall ist.

Das genauere Alter dieser Flexuren und Falten kann nur aus einen Vergleich mit dem nördlichen Beckenrande in Oberschlesien, Russisch-Polen und Galizien gemutmaßt werden, da dort analoge Erscheinungen zutage treten.

Ahlburg[1]) hat hier zuletzt und in präziser Weise das Vorhandensein einer Diskordanz zwischen dem Rotliegenden und dem Karbon nachgewiesen. Man erkennt demnach am nördlichen Beckenrande, daß diese Absenkungs- und Faltungsperiode in die Zeit zwischen den Schatzlarer Schichten und dem oberen Rotliegenden fällt, eine Erkenntnis, die zuerst von Frech[2]) in zutreffender Weise ausgesprochen worden ist. Berücksichtigt man, daß in den Sudeten innerhalb des hier umgrenzten Zeitabschnittes die intensivsten Gebirgsbewegungen sich an der Wende vom Mittel- zum zum Oberrotliegenden vollzogen haben, so darf man es als wahrschein-

[1]) Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. k. preuß. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 50, pag. 10.

[2]) Deutschlands Steinkohlenfelder, pag. 49.

lich betrachten, daß auch die hier besprochenen Dislozierungen des oberschlesischen Steinkohlenbassins derselben Phase angehören.

Daß sich diese Dislokationen in späterer Zeit durch posthume Bruchbildung teilweise weiter entwickelt haben, ist namentlich am nördlichen Beckenrande deutlich zu erkennen. Im Detail sind die einzelnen Phasen der tektonischen Entwicklung noch nicht genau umschrieben. Zwischen Rotliegend und Röth hat Ahlburg eine sehr leichte Diskordanz nachgewiesen. Beträchtlich sind meines Erachtens die Gebirgsbewegungen, die beiläufig zur Zeit des unteren Jura, zwischen dem Keuper und dem Bajocien sich vollzogen haben. Wie weit jedoch die kimmrische Phase der saxonischen Faltung im Gebiete zur Geltung kam, ist noch wenig untersucht. Es scheint jedoch, daß auch diese nachweisbar ist. Der miocänen Ingression gingen bedeutende Gebirgsbewegungen voraus, die vermutlich zum größeren Teil voroligocänen Alters sind. Diese Phasen sind am Nordoststrande des Beckens namentlich in Galizien gut zu studiereu. Postmiocäner Brüche wurde oben schon Erwähnung getan.

In Mähren und Österreichisch-Schlesien ist das Deckgebirge weniger vollständig. Hier haben die Aufschlüsse ergeben, daß die großen tektonischen Linien des Ostrau-Karwiner Reviers, insbesondere die Orlauer Störung und auch der westliche Beckenrand sich tief unter die Karpathen hinein erstrecken. (Vgl. die Übersichtskarte in den „coal ressources“.) Das subbeskidische Tertiär und die Kreideüberschiebung greifen über diese Störungsregionen hinweg, ohne daß sich bisher irgendwelche Beziehungen zur Tektonik ihres karpathischen Deckgebirges haben nachweisen lassen. Allerdings ist die N—S- bis NNO—SSW-Richtung, welche hier die Störungen im Karbon haben, auch den angrenzenden Karpathen nicht fremd. Schon den älteren Karpathenforschern sind bedeutende Querstörungen dieser Richtung bekannt geworden.

Von einer karbonischen, zwischen der Ablagerung der Ostrauer- und der Schatzlarer Schichten erfolgten, stärkeren Faltung, wie sie Stur und neuerlich Michael speziell zur Erklärung der Orlauer Störung annehmen zu können glaubten, kann hingegen keine Rede sein, wie aus der ganzen Anlage und Verbreitung dieser Störung zur Genüge hervorgeht. Sie hat die Ostrauer und — wo diese in ihren Wirkungsbereich kommen — auch die Schatzlarer Schichten in ganz gleicher Weise ergriffen.

Tafel XIII.

Eduard Hartmann: Tarntaler Köpfe.

Erklärung zu Tafel XIII.

Schematisches tektonisches Relief der Tarntaler Berge.

Nr. I von NW, Nr. II von NO aufgenommen.

Im Süden desselben ist jeweils der Kreuzjochel—Pluderlingzug, im Norden der Schober-Mölszug, in der Mitte das Tarntaler Hauptmassiv dargestellt. Das basale Vorland und seine beiden Schuppen sind unschraffiert und unpunktiert, die Schuppe *A* punktiert, die Schuppe B_1 nord-südlich, die Schuppe B_2 ost-westlich schraffiert gehalten. Bei 18 und 21 erkennt man im basalen Vorlande die Transgression flach fallender Juraschichten über steil fallendem Brennerschiefer, im Hauptmassiv durch die Schuppe B_1 einen asymmetrischen Schuppenbau, durch die südlichste „S"-Falte einen asymmetrischen Faltenbau. Aus dem Relief geht deutlich die größere Bedeutung der SW—NO streichenden Falten gegenüber den wenigen, bei 22, 3 und 5 angedeuteten Ost—West-Faltungen hervor. Bei 3 und 5 läßt sich die ungleiche Faltung der Schuppe B_2 und *A* erkennen. An der Klammspitze tritt das Stauungszentrum deutlich hervor. Mit weiß punktierten Linien sind die Überschiebungen I, I', II, II', mit schwarzen die Verwerfungen *V*, *Va*—*Vi* und die Klammverwerfung *VK* gekennzeichnet.

1 = Geierspitze. — 2 = Gr. Reckner. — 3 = Tarntaler Sonnenspitze. — 4 = P. 2730. — 5 = Nederer. — 6 = Isslgraben. — 7 = Klammspitze. — 8 = Wetzsteinbruch. — 9 = Melkplatz. — 10 = Mölser Scharte. — 11 = Klammer-Sonnenspitze. — 12 = Nördliche, 13 = Südliche Schoberspitze. — 14 = Knappenkuchel. — 15 = Westende des Schober-Mölszuges. — 16 = Kalter Kofel. — 17 = Mölstal. — 18 = P. 2268. — 19 = Schmirner Reisse. — 20 = Staffelsee. 21 = Südliches Lizumtal. — 22 = Ostseite des Tarntaler Hauptmassivs.



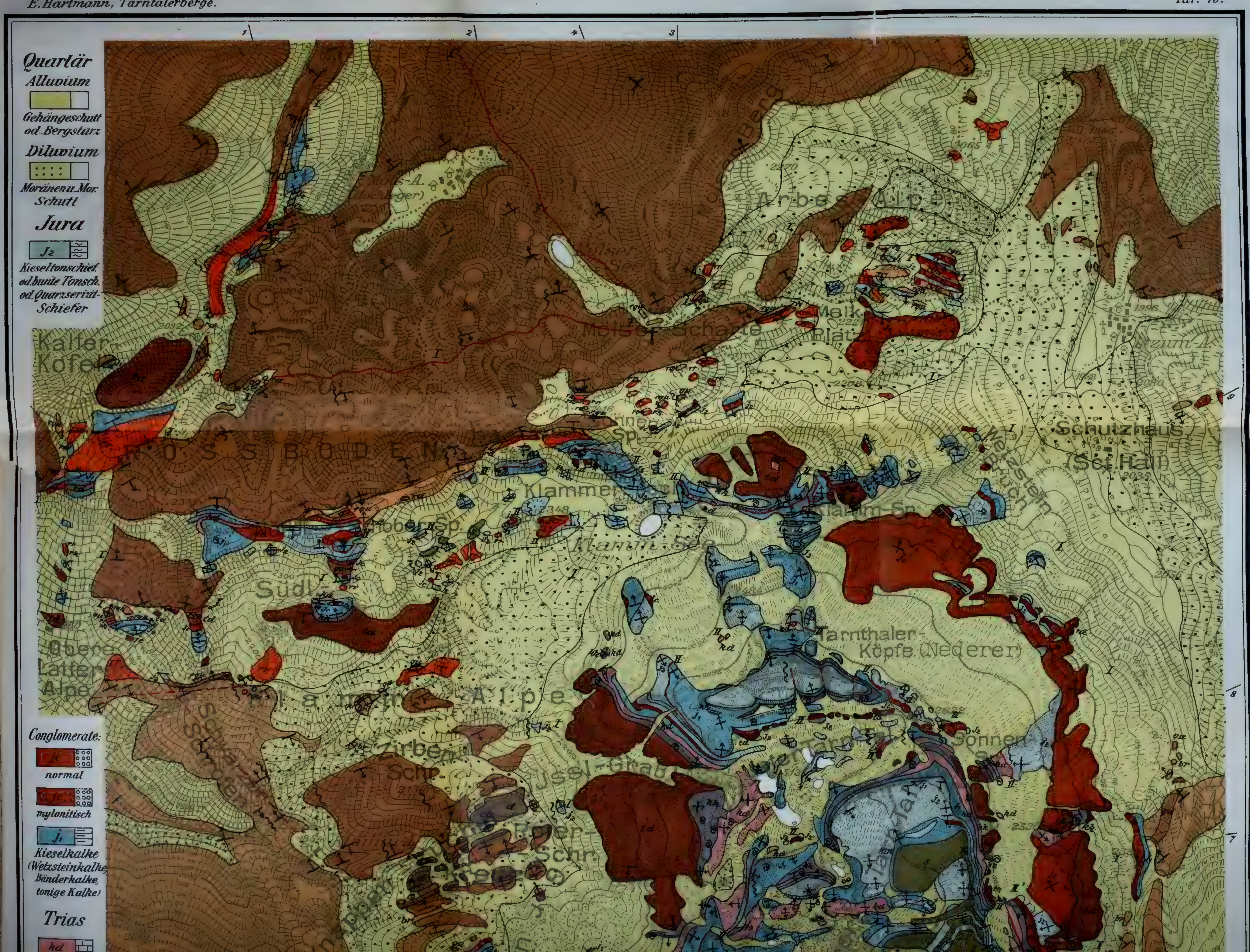
Erklärung zu Tafel XIII.

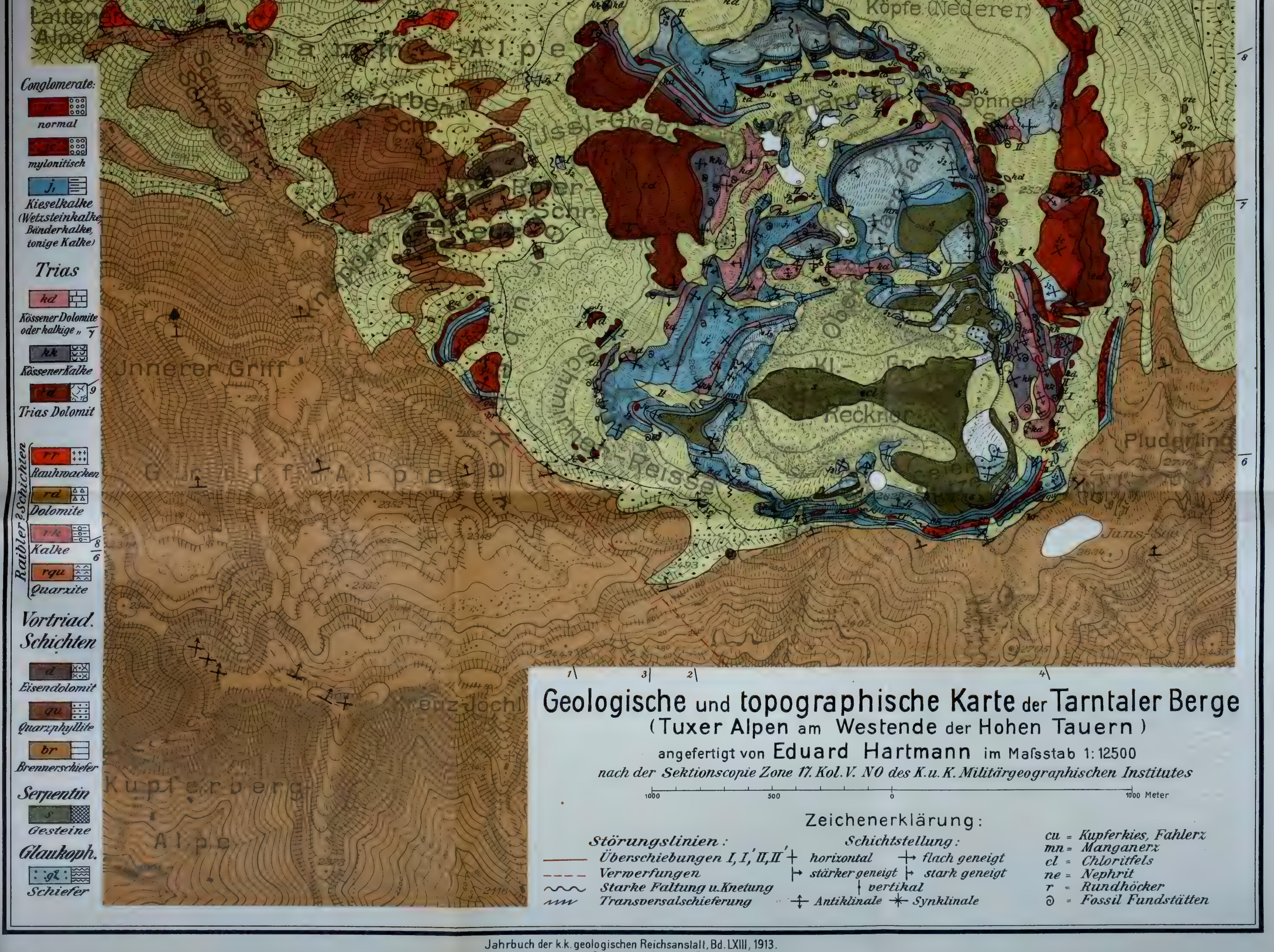
Schematisches tektonisches Relief der Tarntaler Berge.

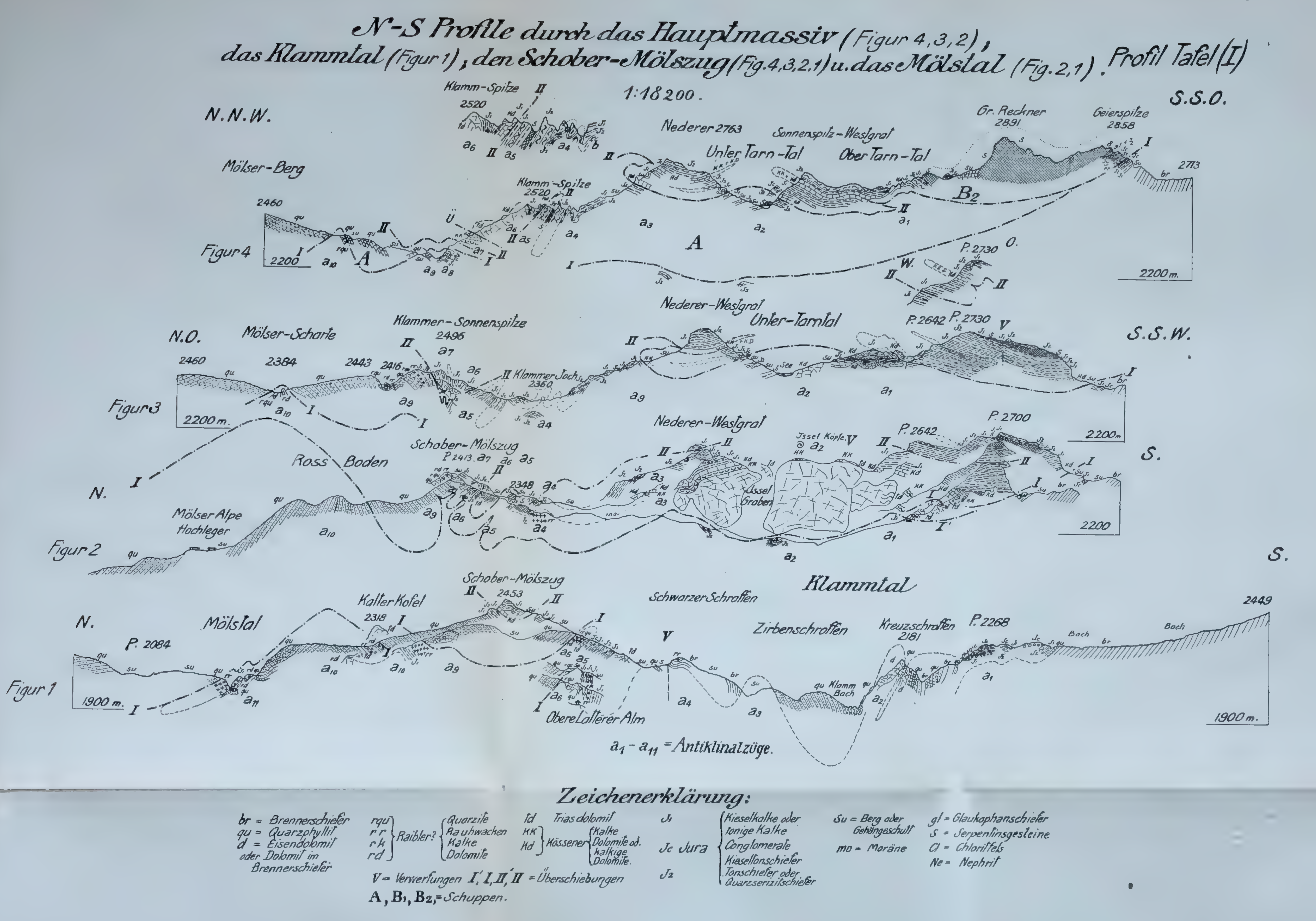
Nr. I von NW, Nr. II von NO aufgenommen.

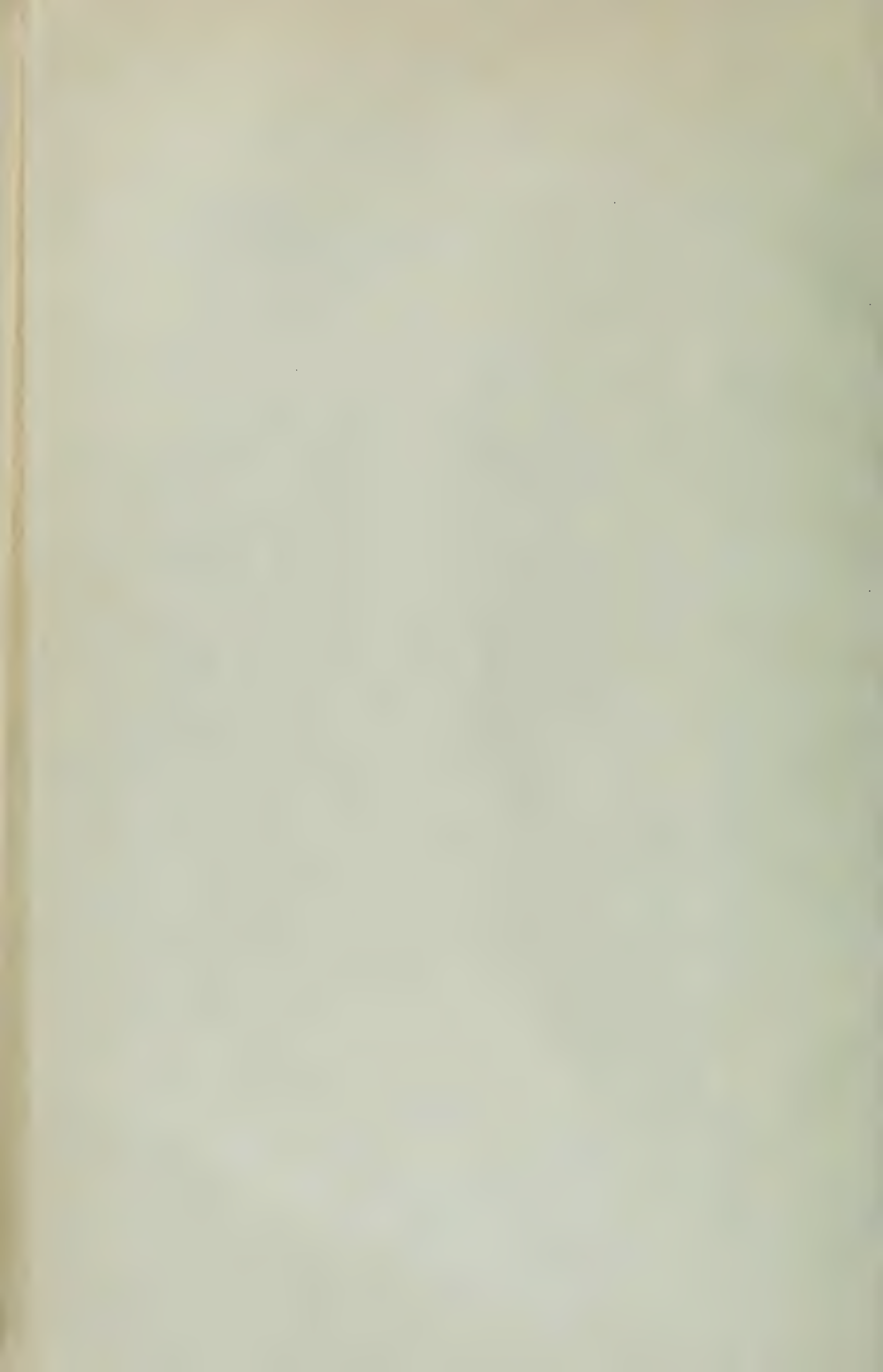
Im Süden desselben ist jeweils der Kreuzjochel—Pluderlingzug, im Norden der Schober-Mölszug, in der Mitte das Tarntaler Hauptmassiv dargestellt. Das basale Vorland und seine beiden Schuppen sind unschraffiert und unpunktiert, die Schuppe *A* punktiert, die Schuppe B_1 nord-südlich, die Schuppe B_2 ost-westlich schraffiert gehalten. Bei 18 und 21 erkennt man im basalen Vorlande die Transgression flach fallender Juraschichten über steil fallendem Brennerschiefer, im Hauptmassiv durch die Schuppe B_1 einen asymmetrischen Schuppenbau, durch die südlichste „S"-Falte einen asymmetrischen Faltenbau. Aus dem Relief geht deutlich die größere Bedeutung der SW—NO streichenden Falten gegenüber den wenigen, bei 22, 3 und 5 angedeuteten Ost—West-Faltungen hervor. Bei 3 und 5 läßt sich die ungleiche Faltung der Schuppe B_2 und *A* erkennen. An der Klammspitze tritt das Stauungszentrum deutlich hervor. Mit weiß punktierten Linien sind die Überschiebungen I, I', II, II', mit schwarzen die Verwerfungen *V*, *Va—Vi* und die Klammverwerfung *VK* gekennzeichnet.

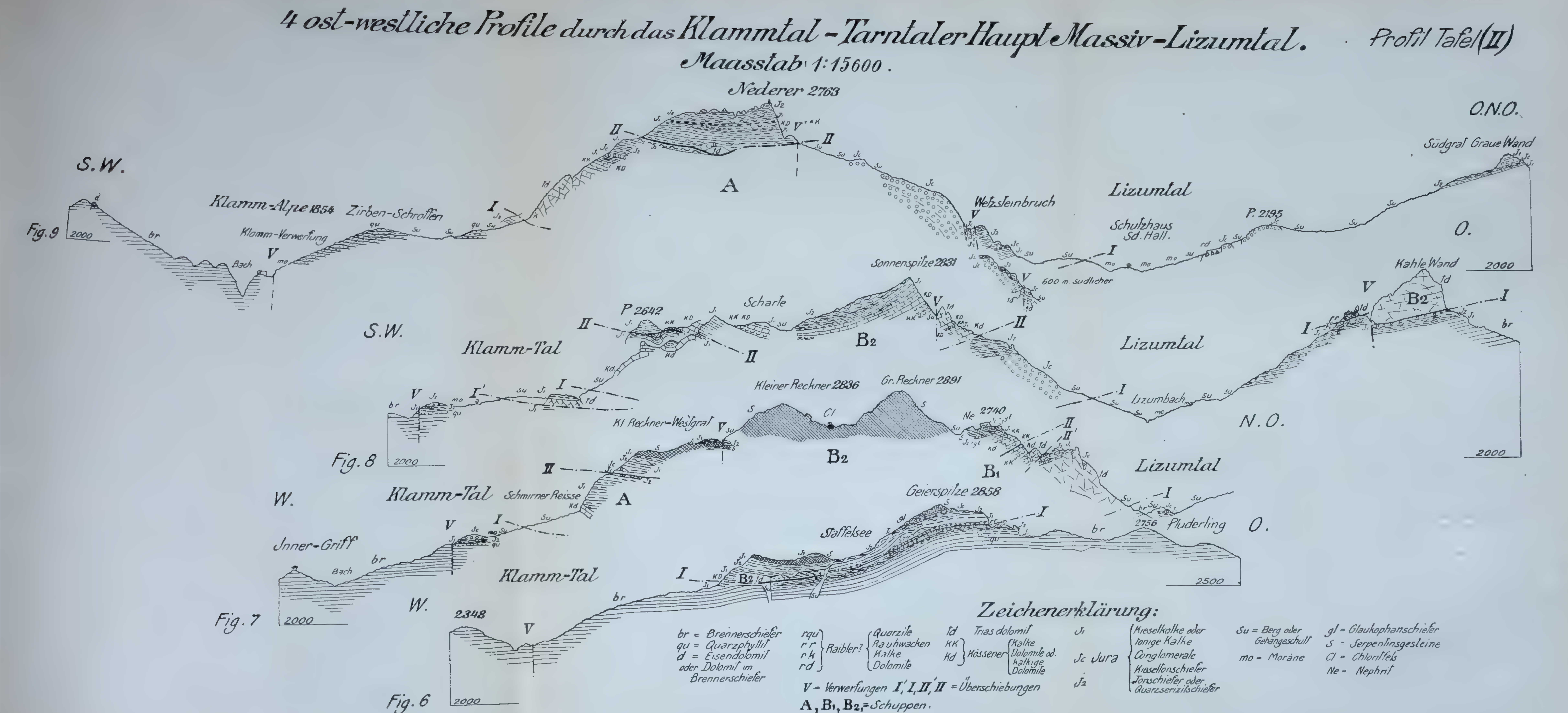
1 = Geierspitze. — 2 = Gr. Reckner. — 3 = Tarntaler Sonnenspitze. — 4 = P. 2730. — 5 = Nederer. — 6 = Isslgraben. — 7 = Klammspitze. — 8 = Wetzsteinbruch. — 9 = Melkplatz. — 10 = Mölser Scharte. — 11 = Klammer-Sonnenspitze. — 12 = Nördliche, 13 = Südliche Schoberspitze. — 14 = Knappenkuchel. — 15 = Westende des Schober-Mölszuges. — 16 = Kalter Kofel. — 17 = Mölstal. — 18 = P. 2268. — 19 = Schmirner Reisse. — 20 = Staffelsee. 21 = Südliches Lizumtal. — 22 = Ostseite des Tarntaler Hauptmassivs.


Quartär
Alluvium
Gehängeschutt od. Bergsturz
Diluvium
Moränen u. Mor. Schutt
Jura
J2
Kieseltonschief od. bunte Tonsch. od. Quarzserizit-Schiefer
Conglomerate:
normal
mylonitisch
J1
Kieselkalke (Wetzsteinkalke, Bänderkalke, tonige Kalke)
Trias
hd
Kalter Kofel
Arbes Alpe
Molser Scharte
Schutzhaus
Klamm See
Tarnthaler Köpfe (Nederer)
Alpe


Geologische und topographische Karte der Tarntaler Berge
(Tuxer Alpen am Westende der Hohen Tauern)
angefertigt von Eduard Hartmann im Maßstab 1: 12500
nach der Sektionscopie Zone 17. Kol. V. NO des K. u. K. Militärgeographischen Institutes
1000 500 0 1000 Meter
Zeichenerklärung:
Störungslinien:
Überschiebungen I, I', II, II'
Verwerfungen
Starke Faltung u. Knetung
Transversalschieferung
Schichtstellung:
horizontal
flach geneigt
stärker geneigt
stark geneigt
vertikal
Antiklinale
Synklinale
cu = Kupferkies, Fahlerz
mn = Manganerz
cl = Chloritfels
ne = Nephrit
r = Rundhöcker
ə = Fossil Fundstätten
Conglomerate:
normal
mylonitisch
Kieselkalke (Wetzsteinkalke, Bänderkalke, tonige Kalke)
Trias
Kössener Dolomite oder kalkige „
Kössener Kalke
Trias Dolomit
Raibler Schichten
Rauhwacken
Dolomite
Kalke
Quarzite
Vortriad. Schichten
Eisendolomit
Quarzphyllite
Brennerschiefer
Serpentin Gesteine
Glaukoph. Schiefer
Köpfe (Nederer)
Zirben
Ussl-Grab
Sonnen-
Jnnerer Griff
Reckner
Pluderling
Jans-See
Kupferberg
Alpe
Reisse
Kreuz-Jochl


N-S Profile durch das Hauptmassiv (Figur 4,3,2), das Klammtal (Figur 1), den Schober-Mölszug (Fig. 4,3,2,1) u. das Mölstal (Fig. 2,1). Profil Tafel (I)
1:18200.
N.N.W.
S.S.O.
Klamm-Spitze 2520
Nederer 2763
Sonnenspitz-Westgrat
Unter Tarn-Tal
Ober Tarn-Tal
Gr. Reckner 2891
Geierspitze 2858
2713
Mölser-Berg
2460
Figur 4
2200
2200 m.
P. 2730
N.O.
S.S.W.
Mölser-Scharte
Klammer-Sonnenspitze 2496
Nederer-Westgrat
Unter-Tarntal
P. 2642
P. 2730
2384
2443
2416
Klammer Joch 2360
Figur 3
2200 m.
N.
S.
Schober-Mölszug
P. 2413
2348
Ross Boden
Issel Köpfe
Issel Graben
P. 2700
Mölser Alpe Hochleger
Figur 2
2200
Klammtal
Schober-Mölszug 2453
Kaller Kofel 2318
Schwarzer Schroffen
Zirbenschroffen
Kreuzschroffen 2181
P. 2268
2449
Mölstal
P. 2084
Figur 1
1900 m.
Obere Lattérer Alm
Klamm Bach
Bach
1900 m.
a1 - a11 = Antiklinalzüge.
Zeichenerklärung:
br = Brennerschiefer
qu = Quarzphyllit
d = Eisendolomit oder Dolomit im Brennerschiefer
rqu, rr, rk, rd } Raibler? { Quarzite, Rauhwacken, Kalke, Dolomite
Td Triasdolomit
KK, Kd } Kössener { Kalke, Dolomite od. kalkige Dolomite.
J1 { Kieselkalke oder tonige Kalke
Jc Jura { Conglomerate, Kieseltonschiefer
J2 { Tonschiefer oder Quarzserizitschiefer
Su = Berg oder Gehängeschutt
mo = Moräne
gl = Glaukophanschiefer
S = Serpentinsgesteine
Cl = Chloritfels
Ne = Nephrit
V = Verwerfungen I', I, II', II = Überschiebungen
A, B1, B2 = Schuppen.



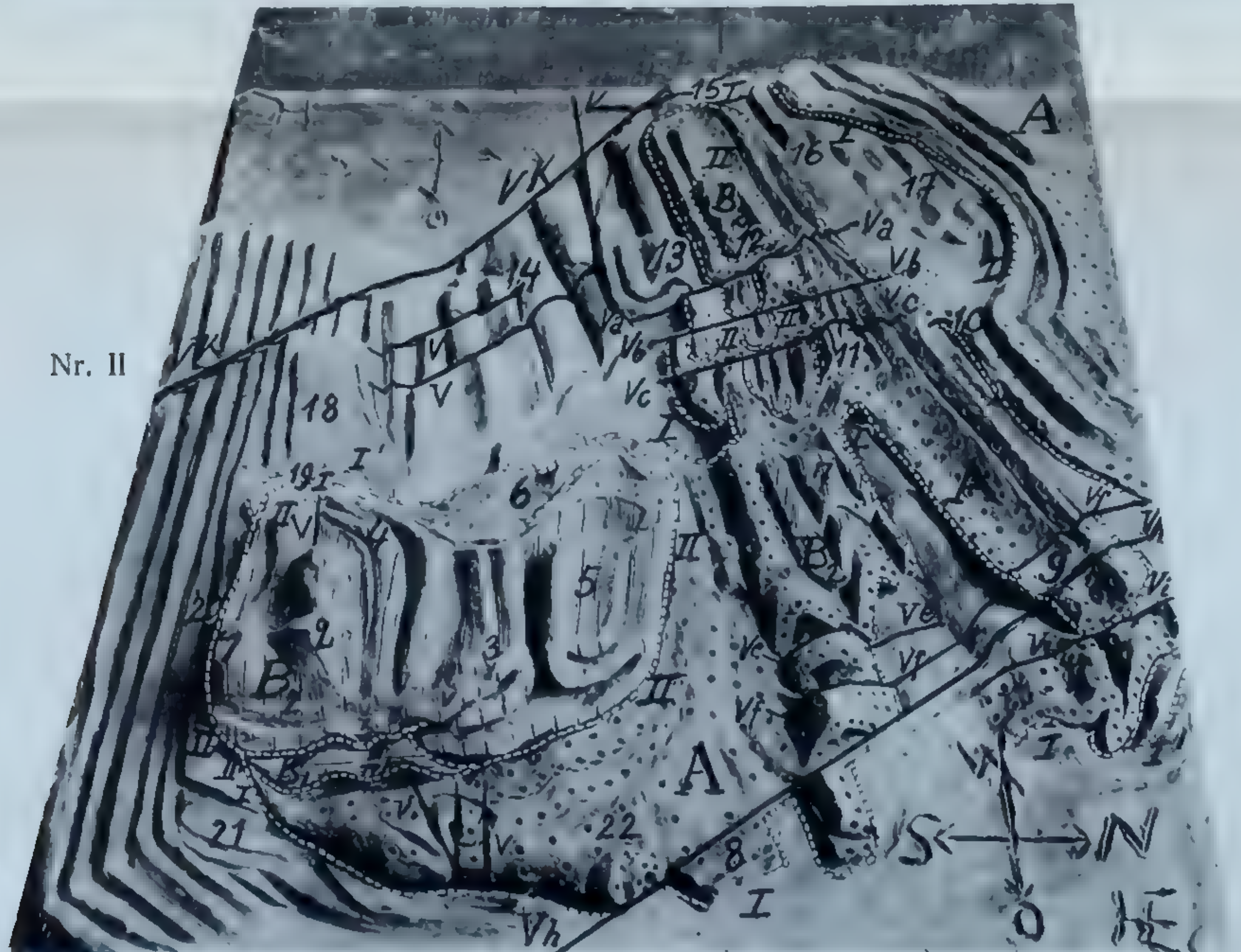

4 ost-westliche Profile durch das Klammtal - Tarntaler Haupt Massiv - Lizumtal.
Profil Tafel (II)
Maasstab 1:15600.
Nederer 2763
S.W.
O.N.O.
Klamm-Alpe 1854
Zirben-Schroffen
Klamm-Verwerfung
Bach
Lizumtal
Wetzsteinbruch
Schulzhaus Sd. Hall.
P. 2195
Südgrat Graue Wand
600 m. südlicher
Fig. 9
Sonnenspitze 2831
Kahle Wand
P 2642
Scharle
Klamm-Tal
Lizumbach
N.O.
Fig. 8
Kleiner Reckner 2836
Gr. Reckner 2891
Kl Reckner-Westgrat
Ne 2740
W.
Schmirner Reisse
Inner-Griff
Geierspitze 2858
Staffelsee
Pluderling
O.
Fig. 7
2348
Fig. 6
Zeichenerklärung:
br = Brennerschiefer
qu = Quarzphyllit
d = Eisendolomit oder Dolomit im Brennerschiefer
rqu, rr, rk, rd Raibler? Quarzite, Rauhwacken, Kalke, Dolomite
Td Trias dolomit
KK, Kd Kössener Kalke, Dolomite od. kalkige Dolomite
J₁ Kieselkalke oder tonige Kalke
Jc Jura Conglomerale
J₂ Kieselschiefer, Tonschiefer oder Quarzserizitschiefer
Su = Berg oder Gehängeschutt
mo = Moräne
gl = Glaukophanschiefer
S = Serpentinsgesteine
Cl = Chloritfels
Ne = Nephrit
V = Verwerfungen I', I, II', II = Überschiebungen
A, B₁, B₂ = Schuppen.



Nr. I



Nr. II



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

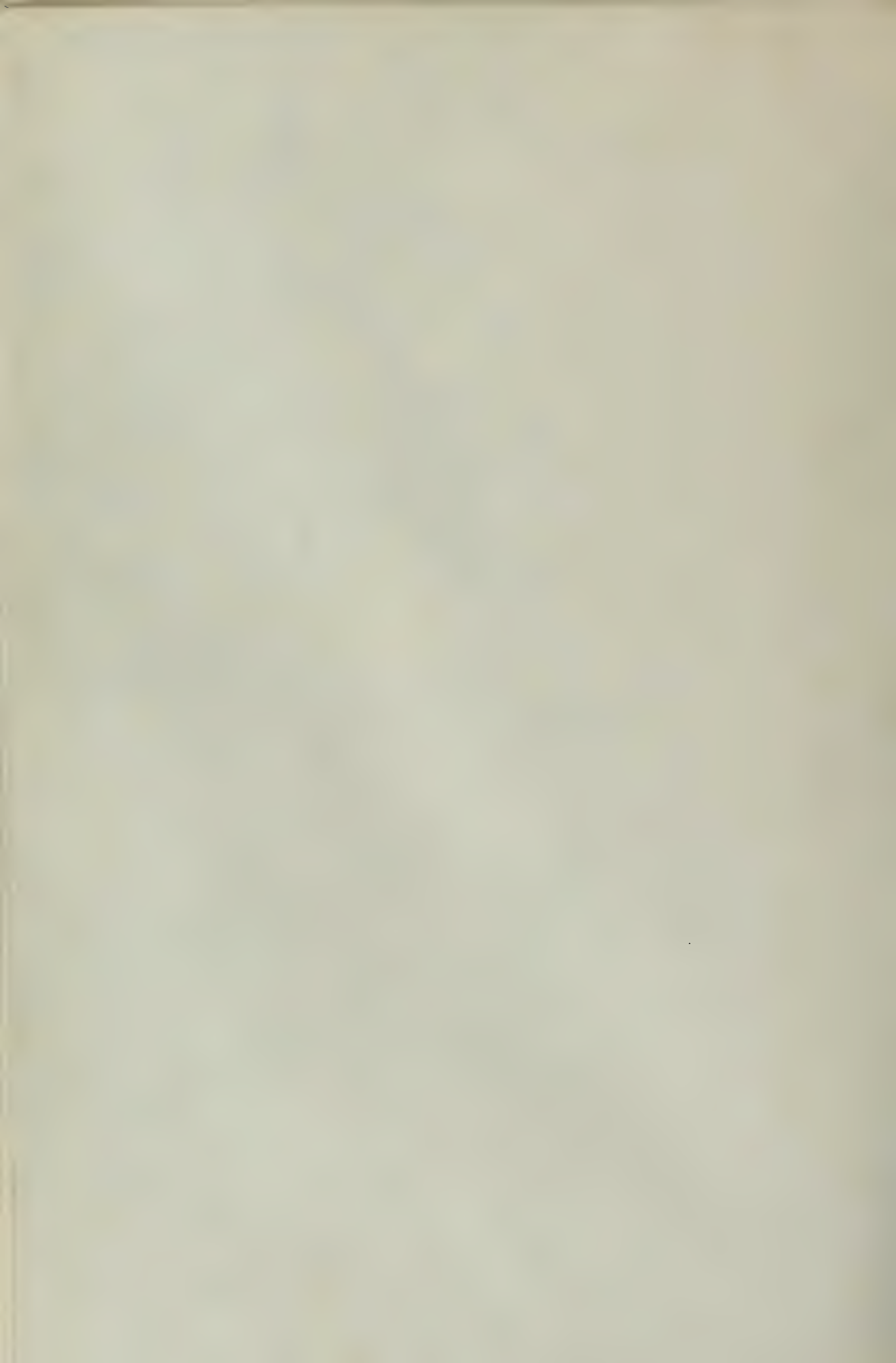
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 2. Heft. 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.


PROFIL 1.
Oskar Schacht
Anselm Sch.
Anselm Sch. N.2
Überschiebung
PROFIL 2.
Kohlenstrasse
Westliche Kluft
PROFIL 3.
W
O
Hubert Schacht
PROFIL 4.
NW
SO
Franz Schacht
Muglinauer Partie
PROFIL 5.
Reichsgrenze
Oder Schacht
Bohrloch
Verschiebung der Profillinie
PROFIL 6.
Flözstreichen in +39m Seehöhe
Verwerfungen
Sattelachsen
Muldenachsen
Profillinien
PREUSSEN
PETERSHOFEN (PETRZKOWITZ)
KOBLAU
HRUSCHAU
ODERFURT
MUGLINAU
MÄHR.-OSTRAU
POLN.-OSTRAU
MARIENBERG
Profil 1–7 1:10.000
1. Horizont
3. Horizont
4. Horizont
Wetzsteinbank
Bänke mit mariner Fauna



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III., Rasumoffskygasse 23.





Inhalt.

2. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25

Ausgegeben anfangs November 1913.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1913. LXIII. BAND.

3. Heft.



Wien, 1913.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark.

I. Der Werdegang der geologischen Forschung im Eruptivgebiet.

II. Der geologische Bau der im Maßstabe 1:25.000 aufgenommenen südlichen Region in der Umgebung von St. Anna, Hochstraden und Klöch.

Von Artur Winkler.

Mit einer geologischen Karte 1:25.000 (Taf. XV), drei Profiltafeln (Taf. XVI—XVIII), einer Lichtdrucktafel (Taf. XIX), einer Profiltabelle (Taf. XX) und 19 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Dort wo das mittelsteirische Hügelland mit seinem von labyrinthischen Fäden heller Wasseradern durchzogenen Talnetz zur ungarischen Ebene niedersinkt, erhebt sich als Zeuge längst verwehter Kraftäußerung der Erde das Trachytmassiv von Gleichenberg, umgeben von einem Kranz ragender Basaltkegel.

Dieses altbekannte Eruptivgebiet in seinen interessanten Teilen einer genauen geologischen Aufnahme zu unterziehen und einen Einblick in die vulkan-tektonischen Erscheinungen zu gewinnen, war die Absicht bei Durchführung vorliegender Arbeit. Da nun diese Aufgabe in dem südlichen Teil des Eruptivgebiets zum Abschluß gelangte und durch die Fülle der Beobachtungen genügend Material für eine Darstellung des Aufbaus dieser interessanten Scholle zu Gebote stand, entschloß ich mich zur Abfassung dieser Mitteilung.

Meine Aufnahmen wurden im Herbst 1911, Frühjahr und Herbst 1912 an Ort und Stelle durchgeführt, während die Bearbeitung des paläontologischen Materials im geologischen Institut der Universität in Graz und im k. k. Hofmuseum in Wien vorgenommen wurde.

Einteilung der Arbeit.

Die Arbeit zerfällt in zwei Hauptabschnitte.

Im ersten Hauptabschnitt wird der Entwicklungsgang der Forschung im Eruptivgebiete vom Jahre 1820 bis auf die heutige Zeit besprochen, wobei die wichtigeren Resultate dieser Arbeiten hervorgehoben werden.

Es schien mir wünschenswert, die Ergebnisse der bisherigen Forschungen meinen eigenen Untersuchungen voranzustellen, um den ergebnisreichen Bemühungen meiner Vorgänger gerecht zu werden. Da aber für die Darstellung des Werdegangs der Forschung in dem bisher nur einheitlich untersuchten Eruptivgebiete auch eine einheitliche und gemeinsame Besprechung rätlich sich erwies, so habe ich hier eine Besprechung aller auf das Eruptivgebiet Bezug nehmenden Arbeiten vorgenommen; zumal ich meine Untersuchungen auch auf die bisher noch nicht einbezogenen Teile der Vulkanregion ausdehnen werde [1]. Es bezieht sich also diese historische Einleitung nicht nur auf die vorliegende, sondern auch auf die geplanten, späteren Publikationen.

Im zweiten Hauptabschnitt habe ich eine genaue Darstellung der geologischen Verhältnisse der im Maßstab 1:25.000 kartierten Region gegeben, wozu die beiliegende geologische Karte, die Übersichtsskizze, die Profiltabelle und die Profiltafeln angesehen werden mögen. Der zweite Hauptabschnitt zerfällt in drei Kapitel, von denen das erste die stratigraphischen, das zweite die tektonischen und das dritte die morphologischen Probleme in den Kreis genauerer Betrachtung zieht.

Ich fühle mich verpflichtet, an dieser Stelle auf die große Unterstützung hinzuweisen, die mir durch weil. Prof. Dr. Rudolf Hörnes, gew. Vorstand des geologischen Instituts der Grazer Universität, zuteil wurde.

Dieser leider so früh verschiedene Forscher erleichterte mir die Durchführung vorliegender Arbeit nicht nur dadurch, daß er in ganz außerordentlich liebenswürdiger Weise jederzeit die Arbeit im Institut der Grazer Universität mir ermöglichte, sondern auch durch seine rege Anteilnahme und durch Mitteilungen und Ratschläge aus dem reichen Schatze seiner Erfahrung.

Mein tiefgefühlter Dank gilt seinem Andenken.

Herrn Universitätsprofessor Dr. V. Hilber erlaube ich mir für die Bewilligung, die Joanneumsammlung (Geologische Abteilung) in Graz zu Studienzwecken benützen zu dürfen, meinen ergebenen Dank auszusprechen.

Herrn Universitätsprofessor Dr. F. E. Suess, Vorstand des geol. Instituts der Universität Wien, bin ich für die Zuwendung eines Betrages aus der „Suess-Stiftung“ und für die Ermöglichung einer Reise in das würtembergische Eruptivgebiet, wobei sich mancherlei Vergleichsmöglichkeiten ergaben, sehr zu Dank verpflichtet.

Herr Gymnasialdirektor J. Glowacki hatte die Güte, mehrere von mir aufgefundene Pflanzenreste zu bestimmen, wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin.

Herr Dr. Richard Schubert hatte die Liebenswürdigkeit, mehrere Foraminiferenkalke zu untersuchen.

Bei der geologischen Aufnahme im Felde hatte ich mich der tatkräftigsten Unterstützung von Herrn Oberlehrer F. Kolleritsch zu erfreuen.

Herr Oberlehrer Kolleritsch hat mich nicht nur auf seine zahlreichen und sehr exakten, langjährigen Naturbeobachtungen in

---

[1]) Die Aufnahme der angrenzenden Regionen ist bereits in Angriff genommen.

dem ihm so vertrauten Gebiet aufmerksam gemacht, sondern auch die Mühe nicht gescheut, alle vorhandenen und ihm stets bekannten Aufschlüsse im südlichen Teile meines Aufnahmegebiets mir zu zeigen, wodurch meine Aufgabe wesentlich erleichtert wurde.

Ich gestatte mir auch an dieser Stelle ihm meinen ergebensten Dank auszusprechen.

Die Darstellungsweise auf der geologischen Karte wurde durch die von Herrn Dr. Otto Ampferer, Adjunkt der k. k. geologischen Reichsanstalt, beschriebene [1]) und von ihm in so ausgezeichneter Weise angewandte Kartierungsmethode angeregt, und ich verdanke diesem Forscher viele Ratschläge für die Durchführung.

Wenn auch in dem aufschlußärmeren Tertiärgebiet die Einzeichnung der Schichten nicht so weitgehend durchgeführt werden konnte wie in alpinen Regionen, so erhält doch die Karte durch die Angabe sämtlicher Aufschlüsse und deren Natur einen größeren Grad an Genauigkeit und erleichtert bedeutend die Kontrolle derselben. Für die Darstellung der vulkanischen Bildungen und deren Tektonik erscheint diese Kartierungsmethode besonders geeignet.

Umgrenzung des Aufnahmsgebiets.

Die von miocänen und pliocänen Sedimenten erfüllte mittelsteirische Tertiärbucht besitzt in ihrem östlichen Teile zwischen dem Raab- und Murlauf eine aus dem eintönigen Relief aufragende, kuppige Landschaft, welche ihre Entstehung dem Auftreten jungvulkanischer Bildungen verdankt. Das Zentrum dieses Gebietes liegt im Trachytmassiv von Gleichenberg, welches insbesondere gegen Süd, Nord und Ost von Basaltbergen umsäumt ist, welche teils Decken und Ströme, teils Tuffkegel darstellen.

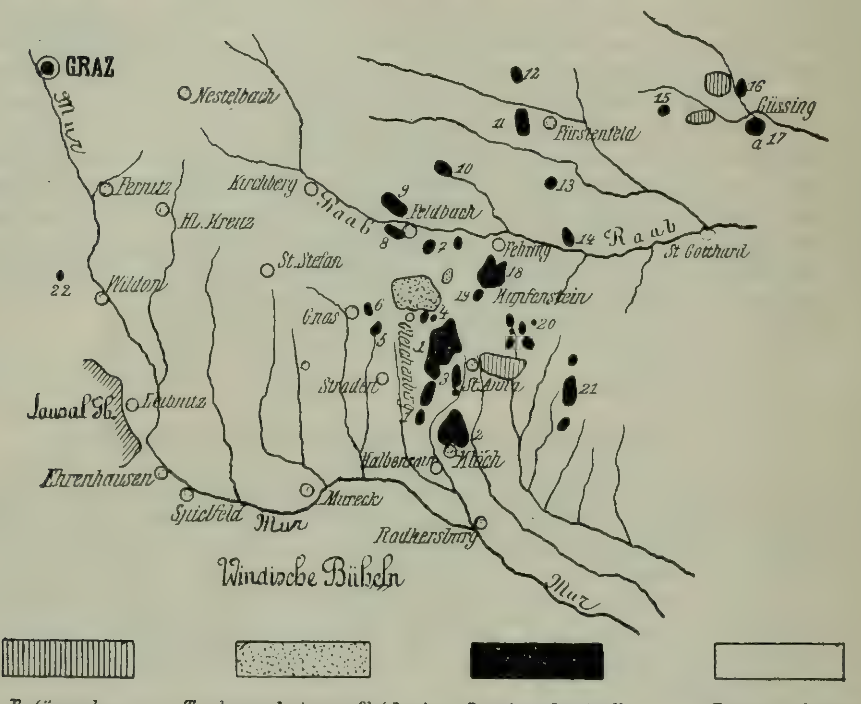
Wie man aus der Übersichtsskizze erkennt (siehe Fig. 1, pag. 4), ziehen sich die Basalt- und Tuffkegel gegen Nord über die Raablinie in isolierten Vorkommen hinaus, welche in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld auftreten. Gegen Osten setzen sich die Tuffberge auf ungarisches Gebiet fort und bilden eine allerdings unvollkommene Verbindung mit dem großen Eruptivgebiete des Plattensee. Gegen West trifft man nach den kleinen Tuffvorkommen bei Gnas und Poppendorf erst in der Umgebung von Wildon (Graz Süd) einen Ausläufer der eruptiven Bildungen in dem isolierten Basalt von Weitendorf (siehe Übersichtsskizze Fig. 1).

Südlich von Gleichenberg tritt die mächtigste Entfaltung basaltischer Massen ein. Auf eine Erstreckung von zirka 15 *km* nehmen diese bedeutend am Aufbau der Landoberfläche bis zur Murebene bei Radkersburg Anteil. Letztere Region wurde von mir einer geologischen Detailkartierung unterzogen (siehe die geologische Karte Tafel XV).

---

[1]) Dr. Otto Ampferer, Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1912, Heft 1, pag. 183.

Fig. 1.



Erklärung zu den Ziffern:

1 Basaltdecke des Hochstraden.
2 Klöcher Massiv.
3 Basalt von Risola.
4 Tuffe der Wirberge, Sulzberge und des Mohrenkogels.
5 Tuff von Poppendorf.
6 Tuff von Gnas.
7 Basalt des Steinbergs, Tuff von Bertlstein.
8 Tuff des Kalvarienbergs und von Unter-Weißenbach.
9 Tuff des Auersbergs.
10 Tuff der Riegersburg.
11 Tuff der Stadt und Langberge.
12 Tuff von Jobst und Lindegg.
13 Basalt von Stein.
14 Tuff von Krieselstein.
15 Tuff von Kukmirn.
16 Tuff von Toboj.
17 Tuff von Güssing.
18 Tuff von Fehring.
19 Tuff von Kapfenstein.
20 Tuffe und Basalt von Neuhaus.
21 Tuffe von Ober-Limbach.
22 Basalt von Weitendorf.

I. Hauptabschnitt.

Historischer Teil.

Die geologische Erforschung des Gleichenberger Eruptivgebiets.

Geologische, paläontologische und petrographische Literatur[1].

1. Leopold v. Buch, Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz. Aus den „Abhandlungen der kgl. Akademie, Berlin". 1819. Abgedruckt in der „Steiermärkischen Zeitschrift" 1821, Heft 3, v. Leonhard: Taschenbuch 1821, pag. 457—472.
2. C. Daubeny, Tabellarische Übersicht der vulkanischen Erscheinungen, enthaltend ein Verzeichnis der feuerspeienden Berge und ihrer Ausbrüche von der ältesten bis auf die gegenwärtige Zeit, nebst den damit zusammenhängenden bedeutendsten Erdbeben. (Aus dem Englischen übertragen.) Weimar 1819.
3. — A description of active and extinct Volcanoes. London 1826.
4. M. J. Anker, Bemerkungen über die Vulkane in Steiermark. In Boué: Journal de Geologie. Paris 1830. I.
5. Sedgwick and R. J. Murchison, A Sketch of the Eastern Alps; with Supplementary Observations, Sections and a Map, by R. J. Murchison. Aus dem „Transactions of the Geol. Society". Vol. III. 1831. Auszug in: „Leonhard und Bronns Jahrbuch für Min., Geol. und Pal." 1831, pag. 92.
6. M. J. Anker, Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. Graz 1835.
7. P. Partsch, Geognostische Skizze der Umgebung des Gleichenberger Sauerbrunns. In: L. Langer, „Die Heilquellen des Tals Gleichenberg in der Steiermark". Graz 1836.
8. A. Boué, Apercu sur la constitution geologique des provinces Illyriennes. Memoires de la Soc. geol. de France. Paris. II. Teil. I. 1835, pag. 53—55.
9. Dr. Fr. Unger, Reisenotizen vom Jahre 1838. Steiermärkische Zeitschrift 1838. Leonhard und Bronns Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. 1844, pag. 226.
10. F. v. Friedau, Skizze des Trachytvorkommens von Gleichenberg. Haidingers Berichte. 1849, pag. 238.
11. B. Cotta, Geologische Briefe aus den Alpen. Leipzig 1850.
12. C. Daubery, Die noch tätigen und erloschenen Vulkane nach deren Verbreitung und wichtigsten Verhältnissen. Bearbeitet von Gust. Leonhard. Stuttgart 1850.
13. F. v. Friedau, Über einen Alaunfels von Gleichenberg. Wöhler und Liebigs Annalen der Chemie. 1850. LXXVI. Leonhard und Bronns Jahrbuch 1851, pag. 593.
14. Dr. Fr. Unger, Die fossile Flora von Gleichenberg. Denkschriften der k. Akademie d. Wissenschaften. 1854. IV. Abteilung I, pag. 73.
15. Dr. K. J. Andrae, Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Sektionen XIV, XVIII und XIX der Generalquartiermeisterstabskarte von Steiermark und Illyrien. 4. Bericht des geogn.-mont. Vereines für Steiermark. Graz 1854.
16. — Bericht über die Ergebnisse der geognostischen Forschungen im Gebiete der Sektionen XIV, XVIII und XIX der Generalquartiermeisterstabskarte von Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855. VI, pag. 265—304.

[1]) Die Literatur über den Basalt von Weitendorf ist nicht einbezogen.

17. Kopetzky, Übersicht der Heilwässer und einfachen Mineralien der Steiermark. Graz 1855.
18. Der Kurort Gleichenberg in Steiermark. Gleichenberg 1856.
19. Dr. S. Aichhorn, Geographische Verteilung des Schiefer-, Schicht- und Massengebirges in Steiermark. Graz 1856.
20. Dr. K. J. Andrae, Zur tertiären Flora von Gleichenberg. „Giebel und Heinz" Zeitschrift 1856. VI, pag. 395.
21. M. Macher, Übersicht der Heilwässer und Naturmerkwürdigkeiten der Steiermark. Graz 1858.
22. A. v. Morlot, Augitandesit aus der Klamm bei Gleichenberg. In „Roth, Gesteinsanalysen". I. 1861, pag. 19.
23. Dr. Ferd. Stoliczka, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Inzersdorfer Schichten des ungar. Tertiärbeckens. Verhandl. der zool.-botan. Gesellschaft. Jahrg. 1862. XII, pag. 531.
24. — Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. (Anschließend an die östliche Landesgrenze bei Fürstenfeld und Gleichenberg.) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. XIII, pag. 1.
25. Dr. J. Gottlieb, Analyse der Konstantinquelle zu Gleichenberg in Steiermark und Analyse der Klausenquelle nächst Gleichenberg. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissensch. 1864. XLIX. Abteilung 2, pag. 351.
26. — Analyse der Emmaquelle zu Gleichenberg. Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wissensch. 1877. LV. Abteilung 2, pag. 836
27. D. Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 77.
28. — Pflanzenreste aus dem Mühlsteinbruch bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 217.
29. Karl Reissacher, Der Johannisbrunn bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 252.
30. — Der Johannisbrunn bei Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 461—464.
31. Dr. J. Gottlieb, Analyse der beiden Johannisbrunnen nächst Straden bei Gleichenberg in Steiermark. Sitzungsberichte d. k. Akad. der Wissensch. 1869. LX. 2. Abteilung.
32. D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871, pag. 603—615, 632 u. 635—636.
33. J. Untchj, Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks etc. Mitteilungen des naturwiss. Vereines für Steiermark. 1872.
34. K. Hofmann, Basaltgesteine des südlichen Bakony. III. Bd. der Mitteilungen aus dem Jahrb. d. k. ungar. geolog. Reichsanstalt, pag. 233.
35. C. Clar, Neue Beobachtungen aus der Gegend von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 91.
36. F. A. Anger, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1875.
37. J. v. Matyasovsky, Aufnahmsbericht. Földt. Közlöny 1877.
38. K. Hofmann, Basalte des Bakony. Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft. XXIX. Bd. 1877, pag. 185.
39. A. Smita, Analyse eines Trachyts von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
40. J. Utschik, Analyse eines Trachyts von Gleichenberg (Villa Schuh). Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
41. H. Frisch, Analyse des Quarztrachyt von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
42. F. Salzer, Analyse eines Andesit von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1878, pag. 370.
43. M. Schuster, Analyse eines Halbopals, Klause bei Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1878, pag. 371.
44. C. Clar, Mitteilungen aus Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 122.
45. E. Hussak, Der Trachyt von Gleichenberg. Mitteil. des naturw. Vereines für Steiermark 1878, pag. 102.
46*a*. Dr. R. Hoernes, Zur Geologie der Steiermark. 1. Vorkommen von Leithakalk mit Congerienschichten bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 304.

46b. Dr. R. von Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.
47. Dr. A. Penck, Über Palagonit und Basalttuffe. Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1879, pag. 545.
48. Dr. R. Hoernes, Das geologische Alter der Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 49—53.
49. Dr. C. Clar, Notiz über das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 152.
50. Dr. E. Hussak, Über Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 160—162.
51. Dr. C. Clar, Boden, Wasser und Luft von Gleichenberg in Steiermark. Eine balneologische Skizze. Graz 1881.
52. M. Kispatic, Über die Bildung der Halbopale im Augitandesit von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. IV, 1882, pag. 122—146.
53. Dr. C. Clar, Olivin von Fehring bei Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. V, 1883, pag. 85.
54. — Einwirkung CO_2-haltiger Wässer auf den Trachyt von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. V, 1883, pag. 385—388.
55. Peters und Ilwoff (Clar), Graz, Geschichte und Topographie der Stadt und ihrer Umgebung. Graz 1875.
56. Ed. Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, 1885, pag. 177.
57. Dr. C. Clar, Der Kurort Gleichenberg in Steiermark. Wien 1886.
58. — Über die Situation der in jüngster Zeit zur Süßwasserversorgung des Kurortes Gleichenberg herangezogenen Quellen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 354—355.
59. — Zur Hydrologie von Gleichenberg. Vortrag. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 148.
60. Dr. V. Hilber, Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitteilungen des naturw. Vereines für Steiermark. Jahrg. 1891. Graz 1892, pag. 235—248.
61. Dr. C. Clar, Der Verlauf der Gleichenberger Hauptquellspalte. Mitteilungen des naturwiss. Vereines für Steiermark 1895, pag. 201.
62. Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XV, 1896, 5. u. 6. Heft, pag. 361—384.
63. — Die Basalte der Steiermark. 2. Nephelinit- und Palagonittuff des Hochstraden. 3. Nephelinbasanit, die Palagonittuffe, die Nephelinbasaltbomben und die Nephelinbasaltdecke des Steinberg bei Feldbach. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVI, 1897, pag. 337.
64. — Die Basalte der Steiermark. 4. Der Magmabasalt und basaltische Tuff bei Fürstenfeld. 5. Der Feldspatbasalt bei Weitendorf. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVII, 1898, pag. 526—543.
65. — Die Basalte der Steiermark. 6. Die Basalttuffe. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVIII, 1899, pag. 377—408.
66. — Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. (Mit einer geol. Kartenskizze.) Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXI, 1902, 4. Heft, pag. 261—307.
67. Prof. E. Ludwig, Chemische Untersuchung der Konstantinquelle in Gleichenberg. (Steiermark.) Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVI, 1897, pag. 140.
68. Al. Sigmund und Dr. C. Clar, Führer zu den Exkursionen des internationalen Geologenkongresses in Wien 1903. Führer Nr. V. Exkursion in das Eruptivgebiet von Gleichenberg.
69. Dr. R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen. Sonderabdruck aus Bau und Bild Österreichs. Wien 1903, pag. 1098—1106.
70. C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Sonderabdruck aus Bau und Bild Österreichs. Wien 1903, pag. 472—473 (146—147).
71. Al. Sigmund und Fr. Becke, Gesteine von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXII, 1902, pag. 386—387.
72. Al. Sigmund, Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXIII, 1904, pag. 406—410.
73. Dr. Osk. Preiß, Die Basalte vom Plattensee, verglichen mit denen Steiermarks. Mitteil. des naturwissenschaftl. Vereines für Steiermark, Jg. 1908, pag. 3—59.
74. Dr. Fr. Heritsch, Über einige Einschlüsse und vulkanische Bomben von Kapfenstein in Mittelsteiermark. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie 1908, pag. 297—305.

75. Dr. K. Leitmeier, Eine Opalbreccie von Gleichenberg. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie 1908, pag. 716.
76. Dr. B. Granigg, Mitteilungen über steiermärkische Kohlenvorkommen. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1912.

Nachtrag:
77. Dr. K. L. Sigmund, Gleichenberg und seine Mineralquellen und der Kurort. Wien, Grätz 1840.
78. F. Ritter v. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie, Blatt Nr. VI, östliche Alpenländer. Wien 1868, pag. 42—44.
79. K. Peters, Überreste von *Dinotherium* aus der obersten Miocänstufe der südlichen Steiermark. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark 1871, pag. 369.
80. J. v. Matyasovzky, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 27, Jahresbericht.
81. Dr. K. Clar, Gleichenberger Wasserfragen. Mitt. des naturwiss. Vereins für Steiermark. Jahrg. 1896. Graz 1897.
82. R. Hörnes, Die Mineralquellen der Steiermark. Mitt. d. steiermärk. Gewerbevereins. III. Jahrg. 1897, pag. 13—16.
83. H. Benndorf und A. Vellik, Über die Radioactivität der Konstantinsquelle in Gleichenberg. Mitt. des naturw. Vereins für Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908.
84. H. Leitmeier: Berichtigung zu H. Leitmeier: Eine Opalbreccie aus Gleichenberg in Steiermark. Zentralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1909, pag. 76.
85. J. Dreger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 14. Jahresbericht des Direktors.
86. Jahresbericht des Landesmuseums Joanneum. Besonders über die Jahre 1902, pag. 26; 1901, pag. 17; 1903, pag. 19 und 1908, pag. 16.

Erste Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1820—1860[1]).

Die erste geologische Erforschung des Gleichenberger Eruptivterrains reicht in jene Zeiten zurück, als der Kampf zwischen den Anhängern des Plutonismus und denen des Neptunismus viel Anregung zum Studium vulkanischer Erscheinungen bot und als die hervorragenden Vertreter der Wissenschaft, um neue Argumente für die Richtigkeit ihrer Theorien zu finden, Reisen in die erloschenen Vulkangebiete unternahmen und so eine Klärung mancher Fragen hervorriefen. Hinter ihnen her zog sich eine zahlreiche Schar von Forschern geringerer Bedeutung, die den Fußstapfen hervorragender Männer, wie Murchison, Sedgwick, Leopold v. Buch etc. folgend, ihr Urteil über mancherlei Beobachtungen abgaben und dem Gleichenberger Eruptivgebiet in Oststeiermark den ihm seiner interessanten Erscheinungen wegen gebührenden Ruf gewannen.

Ich kann es mir nicht versagen, den Entwicklungsgang der Forschung im ganzen Gleichenberger Eruptivgebiet darzustellen, einerseits, da ich im dritten Hauptabschnitt dieser Arbeit mich mit der ganzen Vulkanzone eingehend beschäftigen werde, anderseits, weil ein inniger, unlöslicher Zusammenhang zwischen dem Gleichenberger Trachytmassiv, den es umgebenden Basaltbergen von Poppendorf, Feldbach und Kapfenstein, ebenso wie den im Süden gelegenen von mir genauer studierten Basaltmassen des Hochstraden- und Klöchermassivs sich ergeben hat.

---

[1]) Es werden hier bloß die wichtigeren Abhandlungen kurz besprochen. Die mehrfach angeführten Zitate entsprechen nur annähernd dem Wortlaut.

Der Auffindung des Gleichenberger Trachytmassivs durch Anker folgt die erste bedeutungsvolle Arbeit aus der Feder Leopold v. Buchs (1) als Resultat seiner Studienreisen, die er um 1818 nach Oststeier unternommen hatte.

Der klotzige, massige Stock des Gleichenberger Massivs schien seiner Theorie der Erhebungskratere zu entsprechen: „Der Berg deute auf eine Hebung aus dem Innern heraus; eine Bildung, die hätte ein Vulkan werden sollen, deren vulkanische Kräfte aber untätig geblieben sind, weil der Erreger derselben, das Wasser, in nicht gehöriger Menge hervorzudringen vermochte."

Schon ihm waren die verkieselten Schotterbänke im Mühlsteinbruch, mit ihren Holzreste führenden Lagen bekannt, ebenso die Einschlüsse trachytischer Gesteine in denselben. Auch die basaltischen Eruptionen, deren Charakter er erkannte, zogen ihn an und die Olivineinschlüsse, Hornblendekristalle, Granitbrocken und gerösteten Quarzgeschiebe, die man in den Tuffen von Kapfenstein und vieler anderer Punkte antrifft, erwähnt er genauestens, wie er auch die Genesis ersterer (der Olivinbomben) durch Zusammenballung der schweren Bestandteile bei Bildung des zertrümmerten, brecciösen Basalts deutet.

Des Basaltmassivs von Klöch (siehe Karte) tut er ebenfalls Erwähnung. Der Übergang der Basaltmassen dieser Region in zellig schwammige Lagen, die auftretenden Graniteinschlüsse und das stellenweise Umsäumtsein von Schlackenmassen scheint ihm zu beweisen, daß „diese Basaltberge das Ausgehende von basaltischen Gängen seien, welche die Schichten umwickeln, die sie durchbrechen, im Innern einen festen Kern bergend. Die zahlreich auftretenden Graniteinschlüsse berechtigen zur Annahme, daß der Granit anstehe, was in Übereinstimmung sei mit der Erscheinung, daß auch „die Trachytberge gewöhnlich aus dem Innern des Granits emporstiegen".

Dieser meisterhaften Darstellung folgte wenige Jahre später die Schilderung von Sedgwick und Murchison (5), die auch die tertiären Sedimente eingehender Betrachtung würdigte, deren paläontologischen Charakter festlegte und der eine Tafel mit oststeirischen Tertiärkonchylien beigegeben ist.

Die Autoren zählen eine sehr detailliert gegliederte Schichtfolge auf, welche sie westlich von Gleichenberg bei Poppendorf (siehe Übersichtskarte) beobachtet hatten und zeigen die mannigfache Wechsellagerung von oolithischen Kalken, Muschelkalken, Mergeln, Sandsteinen und Tonen etc. mit Angabe von deren Fossilinhalt.

Wie weit sie mit ihrem Interesse für Detailfragen der Stratigraphie ihrer Zeit vorangeeilt waren, zeigt die Tatsache, daß seither in den sarmatischen Schichten Mittelsteiermarks wohl nirgends mehr eine so genaue stratigraphische Folge beschrieben wurde.

Was die vulkanischen Bildungen anbelangt, gelang es den Autoren bereits zu erkennen, daß die Eruptionen älter sind als die heutigen Talformen, indem sie eine supramarine Entstehung ersterer zur Bildungszeit der jüngsten Tertiärsedimente der Gegend annehmen.

Im Jahre 1836 publizierte P. Partsch (7) eine sehr inhaltsreiche Detailarbeit über die Umgebung von Gleichenberg, welche in

L. Langers Werk: „Die Heilquellen des Tales Gleichenberg etc.“ enthalten ist.

Aus seinen Beobachtungen sei hervorgehoben, daß er bei Darstellung der neptunischen Bildungen das Auftauchen von Kieselschiefer bei St. Anna am Aigen (siehe Karte) erwähnt, daß er fossilführende Sandsteine, Ton- und Mergellager mit *Cardium*, *Tapes*, *Cerithium* und *Buccinum* sowie plastische Töpfertone aus der Gegend von St. Anna am Aigen nachweist und das Vorkommen von Grobkalk mit Roggensteinstruktur von dort angibt.

Bei Besprechung der vulkan-neptunischen Bildungen zeigt er, daß die Unterlage der Tuffe von Sandsteinbänken und Mergeln gebildet werde, daß aber auch in den Tuffen, so insbesondere in den Wirbergen (siehe Übersichtskarte), Nester von Mergeln auftreten, und daß er beim Tersichbauer im Tuff *Cardium plicatum* und *Vindobonense* angetroffen habe.

Die zahlreichen eingeschlossenen und eingeschmolzenen, selbst mehr als kopfgroßen Granitstücke bei Kapfenstein (Gleichenberg Ost, siehe Übersichtskarte) brachten ihn auf den Gedanken, daß „der Granit die Masse für den Basalt abgab und letzterer durch große Hitze aus dem Granit sich entwickelt habe“.

Die Olivinbomben interessierten ihn lebhaft und er gelangte zu der auch heute wohl als zutreffend geltenden Deutung derselben, „daß sie zweifellos Ausscheidungen aus dem Basalt darstellen, als dieser noch flüssig war. Sie wurden in Geoden ausgeworfen, während der an die Oberfläche des vulkanischen Herdes gebrachte Basalt in Aschen zerstob“.

Im Kapitel „abnorme Bildungen“ bespricht er kurz den Basalt des Hochstradner Kogels und den von Klöch (siehe Karte). In den Basalttuffen vermochte er bereits zu unterscheiden zwischen geschichteten, horizontalen oder wenig geneigten Bänken und einem Haufenwerk von Breccien, Schlacken und Basalttrümmern, indem er die Verschiedenheit beider auf größere Nähe, respektive Entfernung des vulkanischen Herdes zurückführte.

Bezüglich des Trachyts gelangte er zur richtigen und wichtigen Erkenntnis, daß derselbe vor dem Basalt hervorgedrungen sei, zu einer Zeit, als sich noch „wenig Sedimente“ abgelagert hatten, und daß bei diesem Vorgang keine gewaltsamen Gasentwicklungen stattfanden.

Das ebenfalls im selben Jahre erschienene Werk von M. A. Boué „Apercu sur la constitution etc.“ (8) enthält bloß eine Aufzählung der Eruptionspunkte Oststeiermarks, welche insofern von Wichtigkeit ist, als hier im Zusammenhang die angrenzenden Vorkommnisse von Güssing und Ober-Pullendorf (Ungarn) und auch der vereinzelte Basalt im Lavanttal (Kärnten) Erwähnung finden.

Der wissenschaftliche Enthusiasmus um die Mitte des vorigen Jahrhunderts kommt in der Arbeit von Friedau (10) zum Ausdruck, die das Gleichenberger Trachytmassiv behandelt und trotz mannigfacher, phantastischer Ideen, — wie der Gedanke den Grad der Glutflüssigkeit im Magma nach den Bergformen zu beurteilen, — dennoch zahlreiche, interessante Beobachtungen enthält.

Er kennt bereits eine verschiedene Verteilung der Gesteine im Massiv, wies nach, daß der zentrale Teil des Berges aus einer überwiegend vorherrschenden Varietät mit rotbrauner Grundmasse gebildet werde, daß sich gegen den Nordrand hin härtere und festere phonolitartig aussehende Gesteine einstellen, während am Südgehänge eine große Mannigfaltigkeit vorherrsche (weißer Trachyt des Schaufelgrabens etc.). Bezüglich der Schotter im Mühlsteinbruch (Südabhang des Gleichenberger Kogels), gelangte der Autor gegenüber von Buch zur richtigeren Deutung, daß dieselben „nicht" durch die Trachyteruption emporgehoben seien, sondern, wie ihre flache Lagerung zeige, nach Bildung des Eruptivgesteins sich abgelagert hätten; ihre Verkieselung sei durch Kieselsinter absetzende Quellen entstanden.

Wichtig erscheinen seine Angaben über die Beziehungen der tertiären [1]) Schichten zum Trachytmassiv, indem er nachweisen konnte, daß am Ostgehänge desselben Kalk auftrete:

„Seine (des Kalkes) bis in die Nähe ungestörte Lagerung, das durchweg unveränderte Gestein läßt auf eine spätere, auf dem Trachyt erfolgte, ruhige Ablagerung schließen. Stücke, welche nebst den Versteinerungen Trachyteinschlüsse enthalten, gaben volle Gewißheit über die ‚spätere' Entstehung des Kalksteins [2]), der hier den Trachyt überlagert."

Sein Schlußwort gilt auch heute noch wie zu seiner Zeit [3]): „Von einer Bodengestaltung vor dem Hervortreten des Trachyts ist keine Spur zu sehen. Die später erfolgte Ablagerung mächtiger Schichten hat dieselbe verdeckt, womit das Alter des Trachyts spätestens Anfang Miocän sich ergibt. Nirgends ist eine Hervorragung älterer Gesteine sichtbar; erst später hüllte das Meer den Trachyt mit seinen Sedimenten ein. Die Mineralquellen von Gleichenberg sind die letzten Äußerungen der vulkanischen Tätigkeit."

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts entfaltete in Steiermark der neugegründete geognostisch-montanistische Verein eine rege Tätigkeit, welche mit einer durch Kommissäre durchgeführten geologischen Aufnahme des Landes verknüpft war.

Dr. Karl J. Andrä ist mit der Aufgabe betraut worden, in Oststeiermark Studien zu betreiben, als deren Resultat er zunächst seinen „Vorbericht" (15) veröffentlichte.

Er hat auf seinen ausgedehnten Touren manch neue Daten im Gleichenberger Eruptivgebiet gesammelt, wenngleich ein großer Fortschritt in der Gesamtauffassung über den Aufbau des Gebiets gegenüber den bisherigen Anschauungen nicht zu verzeichnen ist. Aus seinen zahlreichen Detailangaben sei hervorgehoben, daß er aus dem Bereiche meines engeren Aufnahmsgebiets die Mergellagen und ihren Übergang zu tegeligen Massen am Fuße des Kindbergkogels, bei Tischen und bei Haseldorf angibt (siehe Karte südlicher Teil). Leitha-

[1]) = sarmatischen.

[2]) Es handelt sich hier um sarmatische Kalksteine.

[3]) Es sei dies der Angabe Sturs, daß der Trachyt auf den unteren sarmatischen Schichten aufruhe, gegenüber ausdrücklich hervorgehoben (Geologie der Steiermark).

kalke [1]) seien SO von Gleichenberg am Steinberg (siehe Karte, Ortschaft Steinbach) und bei St. Anna am Aigen weit verbreitet. Sie wechsellagern dortselbst mit Sanden und Mergeln und enthielten neun Spezies von *Cardium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Modiola* und *Tapes*.

Im Flutschgraben bei Trauttmannsdorf (Gleichenberg West, siehe Übersichtskarte) gelang es ihm, eine Austernbank [2]) zu entdecken.

Die vulkanischen Bildungen werden in ihrer Verbreitung genauer begrenzt, das Vorkommen basaltischer Gesteine am Höhenrücken Süd des Stradner Kogels (siehe Karte) erwähnt, am Seindl und Kindbergkogel (Klöcher Massiv) das Vorhandensein der Schlackenmassen als Anzeichen eines ehemaligen Eruptionspunktes gedeutet und schließlich die säulenförmige Absonderung des Basalts von Loipersdorf bei Fürstenfeld (siehe Übersichtskarte) beschrieben.

In dem im Jahre 1854 erschienenen Bericht im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. (16) werden diese Beobachtungen genauer ausgeführt.

Es sei hervorgehoben, daß er hier eine genaue Gliederung der Tuffmassen der Wirberge südlich von Gleichenberg darlegt, den Wechsel mächtiger Konglomerat- und Breccienlagen, „welche auf einen stürmischen Bildungsakt deuten“, mit feinen sandsteinartigen Bildungen angibt und eine Überlagerung von wahren, braunen Tertiärsand „auf“ die Tuffe von Kapfenstein, als „Rest einer einst mächtigen Hangenddecke“, beschreibt.

Im Bereiche meines engeren Aufnahmegebiets konstatierte er richtig ein allgemeines NW—SO-Streichen der „Leithakalke“ [3]). Er erwähnt die Überlagerung des durch eine sandigtonige Grundmasse und scharfkantige Trümmer aufweisenden Tuffs der Teufelsmühle (Ortschaft Hochstraden Nord, siehe Karte), durch porösen Basalt.

„Die Basalte überhaupt seien getrennt entstanden, ein Emportreten aus Spalten sei besonders an der Hochstradenkette unzweifelhaft, nur einzelne nahegelegene Punkte mögen durch spätere Erosion getrennt worden sein. Im Klöcher Massiv stellen Seindl und Hohenwart (siehe Karte) einen Lavaerguß, der Kindbergkogel einen Auswurfskogel dar.

Manche der Tuffmassen, wie die des Dollinger Kogels, Waxenegg (Kapfenstein N und NO) seien höchstwahrscheinlich durch untermeerische, schlammartige Auswürfe entstanden, wie der Peperino [4]).

Andräs Arbeiten wurden genauer besprochen, da sie, abgesehen von Prof. Siegmunds petrographischen Studien, eigentlich die einzige und auch sehr spärlich fließende Quelle, mit Angaben über mein engeres Aufnahmsgeblet bilden.

Im selben Jahre (1854) erschien die wichtige Abhandlung von Unger: Die fossile Flora von Gleichenberg (14), in welcher die phytopaläontologische Ausbeute aus dem Mühlsteinbruche (Gleichenberg Nord) sowie aus den N-wärts gelegenen Sandsteinen von Gossendorf, aus den Mergeln von Kapfenstein und den Wirbergen (Süd des Kurortes) eine vorzügliche Darstellung gefunden hat.

---

[1]) = Sarmatische Kalke.
[2]) Sarmatische Austernbank.
[3]) = Sarmatische Kalke.
[4]) Diese Tuffe sowohl wie auch der Peperin erwiesen sich später als feine schöngeschichtete subärile Staubtuffe.

Zweite Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1860—1895[1]).

Die erste Epoche der wissenschaftlichen Erforschung des Gleichenberger Massivs, die ich mit dem Jahre 1860 enden lasse, hat eine Fülle von Arbeiten in rascher Folge hervorsprießen lassen, die interessante Resultate über die Zusammensetzung und den Aufbau dieser jungvulkanischen Region zutage gefördert haben.

Der Anbruch einer neuen Ära wird, wie in der Geschichte der Kenntnis österreichischer Tertiärablagerungen überhaupt, durch das Erscheinen von Eduard Suess' Arbeit: „Boden der Stadt Wien" bezeichnet.

Die dreifache Gliederung, die die jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens hier erfahren haben, war ja im Wiener Becken bekanntlich der Anlaß zu zahlreichen Publikationen, welche dasselbe zu einer klassischen Stätte für das Studium der jüngeren Tertiärablagerungen erhoben.

Daß sich derselbe Aufschwung nicht auch in der Kenntnis der Tertiärgebilde Oststeiermarks wahrnehmen läßt, mag mit lokalen Ursachen zusammenhängen, mag begründet sein durch das hervortretende Interesse an Fragen alpiner Geologie.

Denn nach den grundlegenden Arbeiten von Murchison, Buch, Partsch, Friedau und Andrä tritt eine wenig produktive Periode ein, welche in geologisch-tektonischer Beziehung nicht nur keinen wesentlichen Fortschritt in der Kenntnis des Eruptivgebiets gebracht hat, sondern manches von dem Geleisteten der Vergessenheit anheimfallen ließ.

Die zwar gerade nicht wenigen Arbeiten, welche in die Zeit von 1860—1895 fallen, sind größtenteils Mitteilungen kurzen Inhalts, Exkursionsbeobachtungen, Bestimmungen kleinerer Gesteinssuiten oder Bearbeitungen paläontologischer Funde.

In einer im zehnten Bericht des geogn.-montanistischen Vereins erschienenen Arbeit von Zollikofer über seine im Sommer 1860 durchgeführten Aufnahmen[2]), die sich als Revisionstouren von Untersteiermark bis in das von Dr. Andrä vorher aufgenommene oststeirische Vulkangebiet ausdehnten, wird zuerst eine Trennung der brackischen Kalke von den Leithakalken vorgenommen, welch ersteren als Verbreitungsbezirk auch die Umgebung von Gleichenberg zugewiesen wird.

Doch sein Ausspruch: Es dürfte wohl das große Gebiet innerhalb der Ortschaften, Hartberg, Pichelsdorf, Gleisdorf, Wildon, Mureck, St. Leonhard in den Windischen Büheln und Luttenberg[2]) der brackischen Stufe angehören, räumt dieser einen viel zu großen Raum ein (auf Kosten pontischer Sedimente), während Stur in der bald darauf publizierten Karte zur „Geologie der Steiermark" die sarmatische Stufe in ihrer Verbreitung zu sehr einschränkt.

---

[1]) Auch in dieser Periode werden nur die wichtigsten Arbeiten besprochen.

[2]) Th. v. Zollikofer, 10. Bericht des Geognostisch-montanistischen Vereins in Steiermark.

Die Übersichtsaufnahmen der geologischen Reichsanstalt in den an das Gleichenberger Eruptivgebiet im Osten angrenzenden Regionen, welche (siehe Übersichtskarte) ebenfalls noch Ausläufer der Vulkanzone umfaßte, wurde in sehr exakter Weise von Dr. Ferdinand Stoliczka durchgeführt. Da es sich hier um eine angrenzende Region handelt (meine Karte grenzt mit ihrem Ostrand unmittelbar an das von Stoliczka aufgenommene Gebiet), muß ich mit einigen Worten die Resultate dieser Arbeit erwähnen.

Stoliczka hat als erster eine Darstellung der jenseits der ungarischen Grenze östlich von Gleichenberg (siehe Übersichtskarte) bei Neuhaus auftauchenden Schieferinsel gegeben, ihren Aufbau aus Grünschiefern, graphitischen Tonschiefern (mit Brauneisenstein, Spateisenstein und Kupfer) und dolomitischen Kalken geschildert, ihre steil aufgerichtete Schichtstellung nachgewiesen und die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit jenen, wie sie in den Alpen SW von Marburg a. d. Drau auftreten, betont.

Was das Tertiär anlangt, lieferte er eine exakte Gliederung desselben in sarmatische Bildungen, die sich um die Schieferinsel gruppieren, in Congerienschichten (mit *Cypris*-Schalen, *Congeria spathulata* und *Cardium conjungens*) und in Belvedereschotter.

In den sarmatischen Schichten wies er in der Tiefe bei der Ortschaft Krottendorf (N der Schieferinsel) eine ganz aus Cerithien aufgebaute Kalkbank nach [1]), während auf den Höhen bei Vizlendva und Vecseszlavec (siehe Übersichtskarte) Konchylien führende Oolithkalke [2]) herrschen.

Was schließlich die vulkanischen Bildungen anbelangt, so zeigte er, daß die Tuffe bei Güssing und Tobaj (siehe Übersichtskarte NO von Fehring) reich an basaltischer Hornblende und Olivinbomben seien, daß bei Ober-Limbach und Neuhaus die gleichen Einschlüsse anzutreffen seien, bei letzterem Vorkommen außerdem noch Kalke mit *Cerith. pictum* und *rubig.* sowie *Cardium plicatum*; er gibt seiner Meinung Ausdruck, daß sich diese sarmatischen Blöcke auf sekundärer Lagerstätte befänden. Infolge zahlreicher Einschlüsse von Belvedereschottern in den Tuffen sei es sicher, daß die Eruptionen aus der Zeit des Süßwassersees bis zur Zeit der Flußgeschiebe angedauert haben, welch letztere er bei Neuhaus in fußmächtigen Schichten mit den Tuffen wechsellagern sah.

Im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1867 veröffentlichte D. Stur seine interessanten „Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithienschichten“ (27).

Die Bemerkungen über die Gleichenberger Gegend enthalten folgende wichtige Daten:

1. Das Auffinden von *Melanopsis Martiniana* in den Mühlsteinbrüchen bei Gleichenberg, die daher den Congerienschichten, und zwar den Belvedereschottern und -Sanden angehören und das Fließen

[1]) Sie entspricht dem I. Kalke meiner Einteilung der obersarmatischen Kalkzüge.

[2]) = III. Kalk.

kieselsäurehaltiger Quellen in die Zeit nach Ablagerung derselben versetzen.

2. In einem Profil wird das Auftreten Modiola und Cardien führender Mergel am Südfuß des Trachytdoms angezeigt.

3. Bei Waldsberg S von Trautmannsdorf (siehe Karte Partie westlich des Sulzbachtals) soll über einer wahrscheinlich sarmatischen Schotterlage grauer Mergel der Congerienschichten folgen, von denen er Pflanzenreste beschreibt[1]).

4. Pflanzenreste aus St. Anna am Aigen, von den Wirbergen und von Kapfenstein etc. werden angeführt.

Im Jahre 1871 erschien Sturs großes Werk: „Geologie der Steiermark" (32). Die Eruptivgebiete Oststeiermarks werden verhältnismäßig kurz abgetan. Der Verfasser erachtet es diesbezüglich bloß als seine Aufgabe, das Alter der Eruptionen festzusetzen, von denen er annimmt, daß die des Trachyts in der sarmatischen Stufe stattgefunden haben und daß der Trachyt die tieferen Schichten derselben überlagere, dagegen von deren Hangendteil überdeckt sei[2]).

Bezüglich des Alters der Basalte gibt er folgendes an: An sehr vielen Punkten habe sich erwiesen, daß im Tuff Einschlüsse von Cerithienkalk vorhanden seien, wozu der Autor außer den bekannten Fundpunkten noch jene von Bertholdstein (Tuffvorkommen zwischen Fehring und Feldbach), der Stadt- und Langberge bei Fürstenfeld hinzuzufügen vermag. „Dadurch sei ein jüngeres Alter als die sarmatischen Schichten durch die Auflagerung der Tuffe von Kapfenstein auf Tegelgebilde, welche *Melanopsis Martiniana* führen, auch eine spätere Bildung als die Congerienschichten erwiesen.

Die weitere Tatsache, daß die Basalttuffe der Umgebung von Gleichenberg in ihren groben, konglomeratartigen Lagen große Quarzgerölle eingeschlossen enthalten, führt zur Annahme, daß die Basalttuffe zur Zeit der Ablagerung des Belvedereschotters gebildet wurden. In der Tat erscheinen die Basaltberge auf der Linie Hochstraden—Klöch einer Schotterfläche wie aufgesetzt" [3]).

Im Jahre 1872 veröffentlichte Untchj einen kurzen „Beitrag zur Kenntnis der Basalte der Steiermark", in welchen er eine Wechsellagerung von Tuff und Basalt am Seindl[4]) und Überlagerung des letzteren durch eine poröse Breccie ergibt.

Unter den Basalten des Klöcher Massivs scheidet er eine dichte und eine feinkörnige Varietät, welch letztere olivinfrei sei. Auch mineralogische Zusammensetzung und chemische Analyse ließen beide verschieden erkennen.

Im Jahre 1874 veröffentlichte K. Hoffmann seine großzügige Arbeit, welche die Basaltgesteine des südlichen Bakonyerwaldes zur Vorlage hatte. Er war auf einigen Touren auch mit dem oststeirischen

---

[1]) Siehe später pag. 448 und 449. Es sind sarmatische Schichten.

[2]) Diese Altersbestimmung erscheint nicht gerechtfertigt.

[3]) Letztere Behauptung wurde mehrfach angezweifelt, erwies sich aber als richtig.

[4]) Siehe Karte, Klöcher Massiv.

Eruptivgebiete bekannt geworden, dessen Beziehungen zu den Eruptionen im Plattenseegebiet er einer Erörterung unterzieht. Er betrachtet die Gleichenberger Vulkanzone als einen exzentrisch entwickelten Reihenvulkan, dessen eruptive Energie geringer gewesen sei als in Ungarn, indem sich die vulkanische Kraft an wenigen Punkten mit meist explosiven Ausbrüchen erschöpft habe.

Er tritt ferner der Sturschen Annahme entgegen, daß die Vulkane in die Zeit des Belvedereschotters fallen und meint, daß sie unmittelbar nach Ablagerung der Congerienschichten entstanden seien, zumal die in den Tuffen sich vorfindenden Schottergerölle nicht auf primärer Lagerstätte wären. Denn Schotterlagen kämen sowohl in sarmatischen als in Congerienschichten vor und könne sich daher ihr Auftreten in den Tuffen leicht erklären lassen. Er hält eine submarine Bildung der Eruptionen für wahrscheinlich. Das konzentrisch einwärts gerichtete Fallen der Tuffschichten bei Kapfenstein, Riegersburg und Güssing weise darauf hin, daß auch die steirischen Vulkane Ruinen ihrer einstigen Essen darstellen. Schließlich ordnet er die steirisch-ungarischen Eruptivvorkommnisse in zahlreiche Quer- und Längsreihen ein[1]).

Im Jahre 1874 trat Dr. Konrad Clar mit der ersten seiner zahlreichen, kleinen Publikationen hervor, die hauptsächlich dazu bestimmt waren, geologische Kenntnisse in weiteren Kreisen zu verbreiten. Es läßt sich auch ein wesentlicher Fortschritt im Laufe der Jahre in der Auffassung des Verfassers erkennen.

Die erste Mitteilung berichtet, daß das große Trachytmassiv des Gleichenberger Kogels, von der nur $1/2$ *km* südwärts, mitten im Kurort auftauchenden Insel des Praterwaldes durch ein Band sarmatischer Schichten getrennt sei.

Die Tuffe von Kapfenstein und deren sarmatische Unterlage haben eine Neigung von 30—40° Nordwest, was mit dem Auftreten der jenseits der ungarischen Grenze bei Neuhaus auftauchenden Schieferinsel in Zusammenhang gebracht wird.

In den Földtany Közlöny 1877 ist ein wenige Zeilen umfassender Bericht über die Revisionsaufnahmen der ungarischen geologischen Reichsanstalt, welche diese in den an das Gleichenberger Eruptivgebiet angrenzenden Regionen[2]) durchführte, von Matyasovsky enthalten, welcher besagt, daß es gelungen sei, einige kleine Tuffvorkommen nahe der österreichischen Grenze bei Neuhaus aufzufinden.

Im Jahre 1878 teilt Professor Dr. R. Hörnes einige Exkursionsbeobachtungen mit (46 *a*), aus welchen hervorgeht, daß sich am Höhenzug von St. Anna am Aigen (SO vom Hochstraden, siehe Karte) typischer Nulliporenkalk mit *Ostrea*, *Pecten* und Krabbenresten vorfinde, daß SW vom Prödiberg (Gleichenberg West, siehe Übersichtskarte) ein glimmerreicher sandiger Mergel mit *Congeria triangularis*[3]) auftrete, und daß die sarmatische Stufe durch oolithische Nubeculariekalke, Mergel und Sand vertreten sei.

---

[1]) Siehe später bei Besprechung der Arbeiten von Prof. Sigmund.

[2]) Stoliczka hatte dieses Gebiet 15 Jahre vorher eingehend untersucht.

[3]) ist *Cong. ornithopsis Brus.*

Im selben Jahre teilt Dr. R. v. Fleischhacker (46 *b*) ein interessantes, von ihm entdecktes Vorkommen mariner Schichten bei Gleichenberg mit, welches sich auf dem Höhenzuge von Gleichenberg gegen den Stradener Kogel vorfinde [1]). In einem Weingarten sammelte er eine reiche Anzahl für die Grundner Schichten bezeichnender Fossilien.

In der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1879 publizierte A. Penck (47) die Resultate seiner mikroskopischen Untersuchungen an den Tuffen der Sulzberge und Wirberge (Gleichenberg Süd) und an jenen des Steinbergs bei Feldbach (Gleichenberg Nord). Er wies nach, daß es sich durchweg um Palagonittuffe handle. Der Palagonit sei jedoch kein eigenes Mineral, sondern stelle ein Basaltglas dar. Die Lapilli bestünden häufig aus Limburgit, der einen in der Entwicklung stehengebliebenen Basalt, ein „Zwischenglied zwischen letzterem und dessen glasiger Ausbildung“ darstelle. Die Olivinbomben (besonders im Tuff des Steinbergs) wären infolge des Auftretens von Dampfporen in den augitischen Partien und von Glaseinschlüssen kein Tiefengestein, sondern konkretionäre Bildungen in einem durchaus flüssigen Magma.

Wieder ergriff im Jahre 1880 Professor Hörnes (48) das Wort, diesmal zu den Ansichten K. Hoffmanns über das oststeirische Vulkangebiet (siehe vorher) Stellung nehmend.

Er zeigt, daß bei Kapfenstein und an den Wirbergen (Gleichenberg S) die Tuffe den Belvedereschotter überlagern und meint, daß die Schotter in den Tuffen diesen auf fluviatile Weise zugeführt seien. Er tritt für eine subärile Bildungsweise der Basaltvorkommen ein und erklärt, daß kein Zweifel obwalte, daß die Eruptionen der Bildung des Belvedereschotters gleichzeitig seien.

Bezüglich des Gleichenberger Trachyts, an dem zwei Jahre vorher Hussak (45) Augittrachyte, Augitandesite und Rhyolite unterschieden hatte, trat er für ein submarines Aufquellen desselben in der sarmatischen Zeit ein und meint, daß die Verschiedenheit der Gesteinsvarietäten [2]) nicht auf einen Altersunterschied deute, sondern auch auf ein schlieriges Magma zurückgeführt werden könne.

Die Eruptionen von Gleichenberg werden schließlich in Zusammenhang gebracht mit dem Einbruch des Grazer Beckens und es wird auf eine mögliche Verknüpfung mit der Wiener Thermallinie hingewiesen.

In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880 teilt Hussak (50) die Resultate einiger Gesteinsbestimmungen aus dem Basaltgebiet Oststeiermarks mit.

Nephelinbasalte seien (meist hauynführend):

1. Steinberg bei Gleichenberg,
2. Waldra (siehe Karte),
3. Rosenberg (siehe Karte),
4. Hochstradener Kogel und Teufelsmühle.

[1]) Es handelt sich sehr wahrscheinlich um eine in der Tuffspalte der Wirberge liegende Scholle.

[2]) Mit Ausnahme des Quarztrachyts.

Feldspatbasalte seien:

1. Klöcher Kogel (siehe Karte),
2. Seindlberg (siehe Karte).

Nephelintephrite seien:

1. St. Jörgen (siehe Karte, Klöcher Massiv),
2. Finsterlberg (siehe Karte, Klöcher Massiv),
3. Bei Klöch (siehe Karte, Klöcher Massiv),
4. Klamm bei Klöch (siehe Karte, Klöcher Massiv),
5. Westfuß des Kindbergkogel (siehe Karte, Klöcher Massiv),
6. Hainfeld bei Feldbach.

Magmabasalte seien:

1. Kapfensteiner Basalt,
2. Loipersdorf bei Fürstenfeld.

In der Schrift „Boden, Wasser, Luft von Gleichenberg“ (51) gibt Clar eine Erklärung für die Bildung der zahlreich in der weiteren Umgebung des Kurorts auftretenden Säuerlinge.

Das Regenwasser sickere ein, nehme die aus dem magmatischen Herd aufsteigende Kohlensäure und die sauren Exhalationen mit, zersetze die umgebenden Gesteine, welche für die gelieferten Säuren die Basen hergeben, wobei Kieselsäure frei werde und Opalbildungen etc. veranlasse.

Im Jahre 1882 veröffentlichte Kispatic (52) eine Mitteilung über die Opale von Gleichenberg. Es habe stellenweise eine vollständige Umwandlung der Andesite durch Einwirkung kohlensäurehaltiger Wässer in Opale oder durch Einwirkung von Kohlensäure und Schwefelsäure in Alunite stattgefunden.

Im ersten Bande des „Antlitz der Erde“ von Eduard Suess (56) wird auf die zeitliche und räumliche Einheitlichkeit der Einbrüche am Ostrande der Zentralalpen hingewiesen, mit denen augenscheinlich das Auftreten vulkanischer Bildungen im Landseer Becken einerseits[1]), im Grazer Becken anderseits in Zusammenhang stehe.

In dem Werke „Peters und Ilwoff: Geschichte der Stadt Graz und ihrer Umgebung“ verfaßte K. Clar das Kapitel über Gleichenberg (55).

Er sagt: „Nach Abschluß der Trachyteruptionen erfolgte der Hereinbruch des sarmatischen Meeres, das eine allseitige Umhüllung des Trachytstockes hervorrief und mit einer dem Trachyt unmittelbar auflagernden Kalkbank beginnend, aus einer Wechsellagerung von wasserdichten Mergeln, süßwasserführenden Sanden und zoogenen Kalkflözen besteht.“

Submarine Eruptionen hätten den Hermannskogel (Zug der Sulz und Wirberge Süd von Gleichenberg) gebildet, welche bereits zur

---

[1]) Basalte des Pauliberges und von Pullendorf.

sarmatischen Epoche [1]) begonnen hätten. In Verbindung mit diesen Eruptionen sei nochmals eine sekundäre Hebung des Trachyts vor sich gegangen, wodurch die sonst überall horizontalen Cerithienschichten geknickt und zerquetscht wurden. Erst nach dem vollendeten Aufbau der sarmatischen Stufe erfolgte die Bildung der großen, plateauförmigen basaltischen Tafelberge.

Im Jahre 1892 veröffentlichte Professor Dr. V. Hilber eine Arbeit, betitelt: „Sarmatisch-miocäne Konchylien Oststeiermarks" (60). In dieser beschreibt er unter anderen auch mehrere in der Umgebung von Gleichenberg aufgefundene Fossilien, insbesondere von der Ortschaft Jamm (siehe Karte). Ein breitrippiges *Cardium* aus den sarmatischen Schichten wird als *Cardium Jammense* bezeichnet.

In den „Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines (61) für Steiermark 1895" gibt Clar eine wertvolle Darstellung seiner jüngsten Beobachtungen in Gleichenberg.

Die unmittelbare Auflagerung von Kalkbänken auf das Trachytmassiv hatte er im Laufe der Jahre an sieben Punkten beobachtet. Der Ursprung der Gleichenberger Quellen wird in einer Nord—Süd-streichenden Spalte gesucht, die sich auch deutlich als Verwerfung erkennen lasse.

Als Beweis hierfür führt er an:

1. Eine in der geraden Fortsetzung der Quellen gelegene, bei Anlage eines Süßwasserstollens beobachtete Verwerfung (der Stollen führte unmittelbar aus Tegel nach einer Kluft in Sand), welche ein Absinken des östlichen Flügels erwies.

2. Die Höhenlage des im Kurort auftauchenden Trachyts der Praterwaldkuppe gegenüber dem unmittelbar östlich angrenzenden Röhrlkogel.

3. Die allgemeine Nord—Süd-Erstreckung beider Rücken.

4. Das Vorkommen von Kieselsinterabsätzen in dem in der Fortsetzung der Spalte liegenden Mühlsteinbruch und Opalklüfte am Sattel des Gleichenberger Kogels.

5. Die Erscheinung, daß die Konstantinquelle aus dem stehengebliebenen westlichen Teil des Trachyts entspringt, während die östlich gelegene Bachquelle erst nach Durchstoßung der versunkenen sarmatischen Schichten zutage trat.

Dritte Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1895—1912.

In dem Jahre 1895 setzt eine neue Periode in der Erforschung des Gleichenberger Eruptivgebiets ein. Der große Aufschwung, der inzwischen der Petrographie zuteil ward, mußte naturgemäß den Anlaß geben, dieses interessante Vulkangebiet von neuen, petrographi-

[1]) Es beruht dies auf einer Täuschung durch einen in die sarmatischen Schichten eingreifenden Tuffschlot.

schen Gesichtspunkten zu betrachten, die Verteilung der vorhandenen Gesteinstypen nachzuweisen und über ihre Entstehungs- und Bildungsweise Anhaltspunkte zu gewinnen.

Das Verdienst, diese Aufgabe gelöst und eine exakte, ergebnisreiche Darstellung der Gesteine des Gleichenberger Eruptivgebiets durchgeführt zu haben, gebührt fast ausschließlich der Tätigkeit von Prof. Dr. Sigmund, der in sieben Publikationen in „Tschermaks Mitteilungen“ seine reichen Ergebnisse niedergelegt hat.

Sie bildeten die nötige petrographische Basis für meine weiteren geologischen Arbeiten und sie machten es mir möglich, „vorläufig“ ohne eingehendere Gesteinsuntersuchungen die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahme und meiner Studien darlegen zu können.

In „Tschermaks Mitteilungen“ 1896 (62) veröffentlichte Prof. Sigmund seine Studien über Gesteine des Basaltgebiets von Klöch (siehe Karte).

Eine Wanderung durch dieses Eruptivgebiet von der Ortschaft Klöch aus zeigt folgendes:

Die „Palagonit“-Tuffe im Orte (West-Lisière) seien „ungeschichtete“ grobe Tuffe, überlagert von einer Schicht mit Basaltblöcken, in deren Hangenden sich in schlanke Säulen zerklüfteter Basalt ausbreite.

Die Tuffe erwiesen sich als palagonitführend mit Augitkristallen, Kalzitflittern, Quarzgeschieben und schließlich verschiedenen Typen basaltischer Auswürflinge.

Der Hangendbasalt als Stromstirn aufgefaßt, erwies sich als Nephelinbasanit.

Die plattenförmig abgesonderten Basalte des Seindlberges (Westteil von Klöch) gehören einem glasreichen Nephelinbasanit an. Sigmund schildert ferner den im oberen Teil dieses Berges sichtbaren Übergang des festen Basalts in ein schwammigtoniges Gestein und nimmt an, daß die Seindlkuppe aus einem zirka $^1/_2$ *m* mächtigen Schlackenhut bestehe, der dem kompakten Kern desselben aufgesetzt sei, als Oberflächenfazies ohne Nephelinausscheidung erstarrt.

Die Tuffe zwischen Finsterlberg (Kuppe unmittelbar West des Seindls) und Zamberg (siehe Karte) seien lagenweise sehr schön geschichtet, die Bänke fallen gegen den Berg zu und zeigen Faltungen.

Ihre Bestandteile sind:

1. Palagonit,
2. Augitkristalle,
3. Kalkspat,
4. quarzführender Magmabasalt,
5. Quarzkörner und Quarzgeschiebe bis zu Taubeneigröße,
6. Schmitzen eines gelblichen gefritteten Tons,
7. nußgroße Geschiebe von Granit.

Die fremden Einschlüsse sollen bei der Eruption mitgerissen sein. Die Schichtung der Tuffe weise keineswegs auf eine submarine Bildung hin, da ja erstere auch ohne Einwirkung des Wassers zustande komme und der Mangel organischer Reste in den Tuffen gegen eine aquatische Bildung spreche.

Die nordwärts gelegene Bucht von Jörgen (siehe Karte) sei von Belvedereschotter eingenommen. Die Bergwände beständen aus aschgrauen, oft deutlich geschichteten Palagonittuffen. Im Herrschaftssteinbruch sei der Tuff durch Palagoniteinlagerungen sehr grobkörnig. Im Gemeindesteinbruch wechseln damit graue tonige Lagen mit spärlichen Lapilli ab. Über den Tuffen liege überall eine 2 *m* mächtige Lehmschicht mit Basaltblöcken. Die Überlagerung des Jörgener Tuffs bestehe in einem feinkörnigen Nephelinbasanit, der in senkrechte Pfeiler zerklüftet sei.

Am Nordabhang des Kindbergkogels (siehe Karte) befinde sich auf halber Höhe ein Steinbruch, der, wie am Seindl, den Übergang des oberflächlich schwammigen Gesteins in einen festen Basanit, der den Kern der Kuppe bildet, aufdeckt.

Der Basalt ist hier in saigere Platten zerklüftet[1]). Prof. Sigmund läßt es offen, ob der Berg eine selbständige Quellkuppe oder das kuppenförmig aufgestaute Ende eines Lavastroms darstelle. Auch am Kindbergkogel bilden Palagonittuffe und die Unterlage dieses Nephelinbasanits.

Weiter gegen Tieschen lagere mantelförmig auf denselben ein gelbgrauer Tonmergel.

Im östlichen Teil des Massivs bei der Burgruine Klöch trete ebenfalls Nephelinbasanit auf, der von dem aus einem aschgrauen, geschichteten Palagonittuff gebildeten Hohenwartrücken überragt sei (siehe Karte), dessen Streichen NS verlaufe, bei östlicher Fallrichtung.

Die Resultate faßt Sigmund kurz ausgedrückt folgendermaßen zusammen:

Die vulkanische Tätigkeit hat bei Klöch mit Glas, Lapilli und Aschenauswurf begonnen. Aus der Beobachtung des widersinnigen Fallens der Tuffe an verschiedenen Punkten, schließt er auf die Existenz eines Tuffbeckens.

Eine zweite Eruptionsperiode hat allerorts den augitreichen Nephelinbasanit geliefert, der jene Tuffmulden ausfüllte. Die Oberfläche des Berges erstarrte locker und bildete die Schlackenhüte, die die Basalte überlagern. Eine Wechsellagerung von Tuff und Basanit finde nirgends statt.

Tuff und Basalt scheinen auf zwei divergierenden Spalten gefördert zu sein, von denen die eine die Richtung Klöch—Zahrerberg, die andere die Richtung Klöch—Kindbergkogel besessen habe.

Im Jahre 1897 erschien Sigmunds zweite Arbeit, welche die übrigen Basaltvorkommnisse um Gleichenberg behandelt (63). Der Basalt des Hochstraden (siehe Karte) lagere an seiner Nord- und Ostabdachung auf sarmatischen Schichten, während gegen Süden hin isolierte Basaltvorkommnisse in einer neogenen Schotterfläche verborgen seien.

Was das Alter dieser Eruptionen anlangt, haben diese nach Analogie der Gleichenberger Basalteruptionen, nach Ablagerung der sarmatischen Schichten, nach Eruption der Trachyte, Andesite und Rhyolite stattgefunden.

---

[1]) Es handelt sich hier jedoch um eine den Kraterkegel — denn als solcher erwies sich der Kindberg — durchsetzende Radialspalte.

Da die Tuffe bei Kapfenstein und Fehring auf Congerienlehm lagern [1]), sind sie dort auch jünger als diese, vielleicht dem Belvedereschotter gleichalterig, wenn auch die Annahme Sturs, daß die Basalte des Hochstradens einer Schotterfläche aufgesetzt seien, nicht nachweisbar wäre [2]). Das Gestein des Hochstraden sei ein hangreicher Nephelinit von grauschwarzer Farbe, stellenweise graupig ausgebildet.

Unter dem Basalt des Hochstradens sei eine Tuffdecke, bestehend aus schlackigen Basalten, Quarzen, Nephelinitblöcken und einem aus zersetzten Lapilli hervorgegangenen Zement.

Resümierend gibt der Verfasser der Meinung Ausdruck, daß in einer ersten Phase Palagonittuff auf sarmatischer Unterlage sich abgelagert habe, daß in einer zweiten Phase ein Lavastrom nach Ost fließend, das Waldraplateau (siehe Karte) gebildet habe, ein anderer dagegen ein NS streichendes Tal ausgefüllt und die Bildung der in der Fortsetzung des Hochstraden bis zur Murebene gelegenen Basaltvorkommen geschaffen habe. Letzterer Strom habe sich über ein terrassenartiges Relief des Untergrundes ergossen. An Stellen flachen Gefälls lagerten sich nachträglich „über ihn" Belvedereschotter, so daß ein Wechsel terrassierter Basaltkuppen und Belvedereschotterterrassen stattfinde [3]).

Da die übrigen beschriebenen Vorkommnisse außerhalb meines engeren Aufnahmegebietes liegen, kann ich mich kürzer fassen.

Der Steinberg bei Feldbach (Gleichenberger Masse Nord) bestehe aus einem basaltischen Sockel (Nephelinbasanit), über den Palagonittuffe folgen, die eine wenige Meter mächtige Koppe von Nephelinbasalt tragen.

Die zwischengelagerten Tuffe enthalten: Palagonitlapilli, Augitkristalle, Basaltbrocken und Olivinbomben, Hornblendekristalle, Quarzbruchstücke und große Bomben von Nephelinbasalt.

Die Eruptionsfolge zeige einen Übergang von einem relativ sauren zu einem basischen Magma.

Im Jahre 1898 publizierte Professor Sigmund eine Mitteilung (64) über die Basalte bei Fürstenfeld und die von Weitendorf (südlich von Graz) bei Wildon (siehe Übersichtskarte). Beide Vorkommen liegen weiter entfernt vom Eruptionszentrum.

Das Vorkommen von Fürstenfeld erwies sich als Magmabasalt.

Es ist wahrscheinlich einer OW streichenden Spalte aufgesetzt und besitzt eine säulenförmige Absonderung. Einschlüsse von Aplitbrocken, Glas- und Quarzkörnern, roten Tonballen und schließlich Tuffbrocken, welche von einer die Basis bildenden Partie herrühren mögen, sind darin anzutreffen. Der Basalt von Weitendorf (von dem übrigens auch eine hier nicht angeführte ältere und jüngere Literatur besteht) erwies sich als Feldspatbasalt.

Im Jahre 1899 veröffentlichte Professor Sigmund die Resultate der speziellen petrographischen Untersuchungen der Tuffe (65). Es

---

[1]) Wie schon Stur, Geologie der Steiermark, angibt.

[2]) Siehe hierüber pag. 460.

[3]) Bezüglich meiner Ergebnisse über diese Erscheinung und meine abweichende Erklärung siehe pag. 463.

gelang ihm nachzuweisen, daß alle Tuffe durch einen Gehalt an Palagonit (Sideromelan) ausgezeichnet seien und Magmabasaltbrocken (am Hochstraden auch solche von Nephelinit) enthielten und daß entweder eine augitische Asche mit Sedimentmaterial oder verwitterte Palagonite mit kalzitisch-natrolithischem Zement vorlägen.

Nach diesen Prinzipien lassen sich die Tuffe in fünf Gruppen einteilen:

1. Tuffe mit Zement von augitischer Asche mit tonigem oder mergeligem Sediment.
2. Tuffe mit vitrogenem und kalzitischem Zement.
3. Tuffe mit kalzitischem Zement.
4. Tuffe mit natrolithischem Zement.
5. Tuffe mit natrolithischem und kalzitischem Zement.

Vor allem lasse sich eine subärile Entstehung nachweisen.

Von Detailbeobachtungen sei hervorgehoben, daß die Tuffe des Hohenwart (Ostrand des Klöcher Massivs) dem Typus 1 (Normaltypus) entsprechen und daß ihre erdige, graue Grundmasse aus doppeltbrechenden Körnchen bestehe, deren Bild im Mikroskop, mit denen aus sedimentären Mergeln des Untergrundes übereinstimme. Eingeschaltete Basaltbröckchen erwiesen sich als Magmabasalte. Die Tuffe weisen auf eine subärile Entstehung an den schlammigen Ufern des regredierenden Kongeriensees hin.

Im Gebiete des Seindl nimmt der Autor an, daß der dünnflüssige Basalt stellenweise den Tuffrand ganz überflossen habe und daher letzterer an mehreren Punkten am Rande nicht hervortrete. Die Tuffe des Finsterl- und Zamberges seien durch Wechsellagerung grobkörniger Lagen aus Magmabasalt und Quarzkörnern mit wenig Zement und feinkörnigen, zementreichen Lagen bandartig gestreift. Das Zement entspreche dem Typus 3.

Der Kindbergkogel sei einem flachen Hügel aus Congerientegel[1]) aufgelagert und bilde einen basalen Tuffring mit einer aufgesetzten, halbkugeligen Nephelinbasanitmasse. Der Habitus des Tuffs entspreche dem Normaltuff (1).

Die Bildung der auftretenden Blocklavabreccie wird durch das Abrutschen von größeren und kleineren Stücken erklärt, welche sodann von noch nicht verfestigten Aschenmassen aufgenommen und verkittet wurden.

Am Hochstraden sei an der sogenannten Teufelsmühle (Gipfel Ost) der Kontakt zwischen den hangenden Basalten und dem liegenden Tuff aufgeschlossen, welch ersterer auf zirka 20 *m* hin seine Wirkung auf den Untergrund ausgeübt habe.

Im Liegenden herrschen Normaltuffe (1) jedoch mit eckigen Nephelinitlapilli und mergeligem Zement vor, darüber folgen dieselben Tuffe kontaktlich verändert, rötlichgrau bis ziegelrot verfärbt und ohne Kalkgehalt; eine 60 *cm* mächtige Lage eines ziegelroten, deutlich geschichteten sandsteinartigen Tuffs mit Palagonit lagere

[1]) Es sind sarmatische Schichten.

darauf, überdeckt von einem rotbraunen in Brocken zerfallenden Tuff, welcher die Basis des Nephelinitstroms bilde.

Im höchsten Teil des Plateauberges liegen Fladenlavastücke herum, die ihre Rotfärbung dem Hauyn verdanken.

Die Tuffe bei Gleichenberg[1]) besitzen ein teils palagonitisches, teils kalzitisches Zement mit Einschlüssen von Basalt, Andesit, Quarz, Augit, Sanidin, Amphibol und Biotit.

Der Steinberg bei Feldbach entspreche auch dem Normaltuff und lagere auf einem grünlichgelben glimmerigen Sand, der die untere Hälfte des Berges bilde.

Kapfenstein (Gleichenberg Ost), ebenfalls ein Normaltuff, stelle eine Tuffruine dar, mit konzentrisch einwärts gerichtetem Fallen, der von Palagonit, Magmabasalt, Olivinbomben und Quarzkörner gebildeten Lagen.

Die gegen Nord und NO gegen das Raabtal vorgelagerten Kuppen lagern auf Congerientegel und enthalten überall faustgroße Magmabasalte, Olivinbomben, Amphibolkristalle und Sandsteinknauern.

Die oft beschriebenen Vorkommen von Poppendorf und Gnas zeigen am Kaaskogel (O von Gnas) feine sandsteinartige Tuffe ohne Zement.

Bei Pertlstein (Feldbach O, siehe Übersichtskarte) herrschen gutgeschichtete Tuffe von natrolithischem Zement vor. Hervorzuheben sind Einschlüsse von Glanzkohle, Nephelinbasalt und Olivinbomben. Die Tuffe des Kalvarienbergs bei Feldbach führten neben Olivinbomben, Amphibolkristalle, Biotitandesite und Feldspatbasalte.

Bei Unter-Weißenbach (westlich von Fehring) sind rötlichgraue Tuffe mit schlierig eingelagerten schwarzen Tuffen, wahrscheinlich als Flanke eines Kraterwalls entwickelt und enthalten nebst den gewöhnlichen Einschlüssen Cerithiensandsteine.

Die Tuffe bei Auersberg zeigen als Basis die Congerienschichten und lassen nebst mehreren, genauer beschriebenen Tufftypen Glas- und Olivineinschlüsse sowie eine mitgerissene sandige Scholle und eine Gangkluft erkennen.

Die Riegersburg schließlich (siehe Übersichtskarte) stellt sich als der Erosionsrelikt eines mächtigen Tuffvulkans dar, aus porösen Magmabasaltlapilli und Palagonitkörnern und natrolithischem Zement aufgebaut. Eingebettet finden sich große Quarzgeschiebe, Amphibolbomben und Mergelknauern.

Im „Rückblick“ zeigt der Verfasser, daß in der sarmatischen Zeit rhyolitische, trachytische und andesitische Laven sich gebildet hätten (Gleichenberger Kogel), daß die größte Entfaltung der vulkanischen Energie erst nach dem Rückzug des Congeriensees eingetreten sei und nördlich und südlich des trachytischen Zentrums flache Tuffkegel bis 200 *m* Höhe aufbaute.

An vier Punkten kam es sodann zu Durchbrüchen von Laven, die Kratere oder Tuffvulkane erfüllten, deren Ränder überflossen und so Kuppen, Ströme und Decken bildeten.

Bei Klöch entstanden Nephelinbasanite, deren Oberflächenfazies ein Basanitoid darstelle.

---

[1]) Tuffe der Wirberge, Sulzberg und des Herrmannskogel SO des Kurortes.

Am Hochstraden floß ein hauynreicher Nephelinit aus.

Am Steinberg bei Feldbach bildete sich Nephelinbasanit mit einer Decke von Nephelinbasalt.

Bei Fürstenfeld drang Magmabasalt, bei Weitendorf Feldspatbasalt hervor.

Es seien Spaltungsvorgänge innerhalb des Magmas gewesen, welche dessen Verschiedenheit hervorgerufen haben. Jedoch weise der im allgemeinen gleiche Charakter darauf hin, daß keine bedeutenden Spaltungen sich in demselben vollzogen haben.

Der verschiedene Wassergehalt hat den Unterschied zwischen Block und Fladenlava hervorgerufen.

Als letzte Nachwehen sind die Säuerlinge von Radein, Klapping Straden und Gleichenberg anzusehen.

Die Eruptionsfolge stimme mit dem „l'ordre habituel" Michel Levys überein, indem auf die sauren Produkte basische Laven (Trachyte, Nephelinbasanite, Nephelinbasalte etc.) einem ϑ-Magma entsprechend gefolgt seien.

Zum Schlusse vergleicht Sigmund die steirischen Basalteruptionen mit denen des benachbarten Plattenseegebiets und zeigt, daß hier wie dort die sauersten Eruptionen der Feldspatbasalte eine extreme Position besitzen, einerseits in dem Feldspatbasalt von Weitendorf (am Westrande der Grazer Bucht), anderseits in den Feldspatbasalten von Waitzen an der Donau.

Die dazwischenliegenden basaltischen Eruptionspunkte besitzen eine höhere Basizität, wobei jedoch durch das Vorherrschen der Plagioklas führenden Nephelinbasanite in Ungarn, gegenüber den Augit führenden Nephelinbasaniten in Steiermark, erstere einem etwas sauren Typus entsprechen.

Im Jahre 1902 erschien schließlich Sigmunds letzte (66) größere Publikation, welche das Trachytmassiv von Gleichenberg zur Vorlage hat.

Was das Alter desselben anbelangt, so bemerkt der Autor, daß nach Stur der Trachyt auf dem unteren Tegel und Sand der sarmatischen Stufe aufruhe.

Auf dem Eruptivgestein lagern Belvedereschotter, die im Mühlsteinbruch durch Kieselsinterabsätze verkieselt sind.

Der Kern der Masse bestehe aus Trachyt, während ringsherum Andesitgesteine vorherrschen.

Der Trachyt sei erst bloßgelegt worden, als die Erosion das Dach von Andesit abgespült hatte.

Die stellenweise blasige Struktur weise auf eine supramarine Eruption hin. Am Nordostabhang des Bscheidkogels sei unweit des Gipfels ein graues Gestein mit dicht gedrängten Blasenräumen, einem aufgelockerten Trachyt der Zentralmasse entsprechend, das sich, wie die Poren zeigen, aus einer Spalte des Trachyts nach NO ergossen hat. Neogene Sedimente verhüllen die $1\frac{1}{2}$ *km* nördlich davon auftauchende Trachytkuppe von Gossendorf (siehe Übersichtskarte),

welche als das kuppenförmig aufgestaute Ende des Lavastroms oder als selbständige Quellkuppe zu deuten sei.

Ohne näher auf die zahlreichen petrographischen Details einzugehen, will ich angeben, daß Sigmund unter den Trachyten zwei Varietäten unterscheidet

1. Biotitaugittrachyt (Bscheidkogel etc.)
2. Biotithypersthentrachyt.

Letzterer enthält am Südwestgehänge des Gleichenberger Kogels eingeschlossene Stücke eines Glimmerdiorits.

Der Randzone gehören an

1. Trachytoide Andesite,
2. Andesitoide,
3. Andesite.

Trachytoide Biotitandesite bilden die Kuppe des Praterwaldes im Kurort selbst.

Trachytoide Biotitaugitandesite bilden den Südrand des Bscheidkogel, als grauschwarzes, hartes, olivinreiches Gestein ausgebildet.

Was die Andesitoide anlangt, so ist ein Hypersthenbiotitandesitoid sehr verbreitet, während Biotitaugitandesitoid und Glimmerandesitoide zurücktreten.

Die Andesite schließlich enthalten:

1. Hypersthenglimmerandesite,
2. Biotitandesite (Weinkogel),
3. Biotitaugitandesite,
4. Augitandesite (Westrand).

Halbopale treten im Bereiche der Randzone reichlich hervor und sind seit langem bekannt und beschrieben. Brockentuffe mit rotem trachytischen und grauen andesitischen Laven und rotem lockeren Bindemittel sind in der Klause sichtbar.

Schließlich schildert Sigmund das Auftreten des Liparits im Schaufelgraben (siehe Übersichtskarte), dessen plattige Absonderung, quellkuppenartige Bildung und wahrscheinlich höheres Alter als das des Trachyts (geschlossen aus dem Einfallen der Bankung unter letzteren). Er besitzt Einschlüsse von Granitit der Tiefenfazies des Liparits. Sein Kieselsäuregehalt sei sehr bedeutend.

Die Verschiedenheit in den Gesteinsvarietäten hat ihre Ursache in einem Spaltungsvorgang des Magmas, welche zu einer peripheren und zentralen Differentiation des letzteren, zu einer basischen Randzone geführt hat.

Im Jahre 1903 verfaßten Sigmund und Dr. Clar den Führer zu den Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses in Wien, welcher die Ergebnisse beider Forscher in einem Auszug wiedergibt (68).

Im selben Jahre entwarf Professor R. Hörnes in „Bau und Bild der Ebenen“ (69) auf Grund der bisherigen Forschungsergebnisse ein Bild des oststeirischen Eruptivgebiets. Es sei hervorgehoben, daß auch er an dem sarmatischen Alter der Trachyte festhält und meint, daß die Eruption in mäßig tiefem Wasser des sarmatischen Binnenmeeres vor sich gegangen sei. Stellenweise mögen Partien über den Spiegel desselben hervorgeragt haben und dann blasig erstarrt sein. Das Fehlen der Tuffe spreche unbedingt gegen eine Bildung am Festland.

Die „Brockentuffe“ der Klause werden als Gehängeschuttbreccie angesehen.

Hörnes schließt sich ferner gegenüber der Anschauung von Sigmund der älteren Sturschen Auffassung an, daß die Tuffe des Hochstradenzuges einer Schotterfläche aufgesetzt erscheinen. Westlich von Fürstenfeld dagegen überlagern in den „Stadt und Langbergen“ Belvedereschotter die Tuffbildungen. Die Eruptionen fallen daher in die Zeit der Belvedereschotter, nach Rückzug des Congeriensees und mögen mit einem Nachbruch innerhalb des Gebietes der Grazer Bucht in Zusammenhang stehen.

Professor C. Diener gedenkt im „Bau und Bild der Alpen und des Karstgebietes“ (70) ebenfalls der Eruptionen Oststeiermarks; er gibt der Meinung Ausdruck, daß die meridionale Dislokation, auf der die Vulkane von Gleichenberg stehen, jünger zu sein scheint als der Randbruch der Grazer Bucht.

Im Jahre 1905 veröffentlichte Professor Sigmund (72) einen Bericht über die Auffindung eines neuen Basalttuffvorkommens nördlich von Fürstenfeld bei Jobst und Lindegg (siehe Übersichtskarte). Das Gestein entspricht einem Normaltuff.

Wichtiger ist in derselben Arbeit die Zusammenstellung der Eruptionen nach Vulkanreihen, indem er hierbei die Angaben Hoffmanns[1]) erweitert. An zehn beiläufig Nord—Süd streichenden Rupturen sollen die Eruptionen des Bakonyerwaldes sowie die Mittelsteiermarks stattgefunden haben.

Im Westen beginnen die Eruptionsreihen mit den Vorkommen von Auersberg—Gnas: erste Reihe,

hierauf folgen die Riegersburg, Steinberg, Hochstraden und Klöch als: zweite Reihe,

Lindegg—Kapfenstein bilden die: dritte Reihe,

Steinberg bei Fürstenfeld—Neuhaus: vierte Reihe,

Tobaj—Güssing: fünfte Reihe,

woran sich die übrigen, auf das Plattenseegebiet beschränkten Vulkanspalten anschließen.

Die im Jahre 1906 von Preiß veröffentlichte Arbeit (73) „Vergleich der steirischen Basalte mit denen des Plattenseegebiets“ brachte keinerlei neue Ergebnisse.

---

[1]) Siehe pag. 418.

Im Jahre 1908 teilte Dr. Franz Herritsch die Resultate seiner Untersuchungen über Olivinbomben und andere Einschlüsse im Tuff von Kapfenstein mit (74).

Der Autor gibt an, daß die Olivinbomben — Aggregate von Olivin und rhombischem Pyroxen — von den kleineren Olivineinschlüssen im Basalt verschieden seien und nicht auf dieselbe Weise (als Ausscheidung aus dem Magma) erklärt werden können. Ihr Zusammenvorkommen mit Belvedereschotter und tuffigem Material spreche für einen Einschluß eines fremden Gesteins.

Ferner soll die wahrnehmbare Klüftung an den Knollen, ihre Schiefrigkeit und parallelipedische Form gegen die Ausscheidungsnatur beweisend sein.

Eine der Basalteruption zeitlich vorangegangene magmatische Differentiation und die Bildung einer lherzolitischen Kruste, durch deren Zertrümmerung die Olivinbomben erklärt werden könnten, will der Verfasser auch nicht zugeben. Er kommt zum Schluß, daß ein Lherzolith, der nichts mit den Basalteruptionen zu tun habe, in der Tiefe anstehe und mitgerissen wurde.

Die Herkunft der Einschlüsse von Granit im Tuff wird von einem in der Tiefe liegenden Granitlakkolith hergeleitet, der die Tiefenfazies des Gleichenberger Trachyts darstellt.

Biotit-Graniteinschlüsse stammen aus dessen Kern, die Aplite von seiner Randzone.

Gleichzeitig veröffentlicht Dr. Leitmeier eine Arbeit über die Opale von Gleichenberg (75). Er zeigt, daß die Umwandlung von Andesiten, „Andesittuffen“, in Opale und Halbopale nur durch von außen zugeführte Kieselsäure entstanden sein könne, welche in gallertartigem Zustand die Bestandteile bald nach ihrer Entstehung verkittete und das brecciöse Gefüge hervorrief.

Das entstandene Gestein sei übrigens besser als metamorphe Bildung nach Andesit und Andesittuff zu bezeichnen.

Im Jahre 1912 gab Prof. Granigg die Resultate seiner Untersuchungen über die Kohlenvorkommnisse am Ostrande der Zentralalpen bekannt (76). Die auf das Gleichenberger Eruptivgebiet Bezug nehmenden Angaben seien hier hervorgehoben.

Die aus dem Tertiär aufragenden paläozoischen Inseln, welche in einem Zuge von der Schieferinsel des Sausals (Westrand des Grazer Beckens) zu der aus Tonschiefer und Kieselschiefer bestehenden alten Scholle von St. Anna am Aigen (Gleichenberg SO = Schieferinsel von Neuhaus) und von hier zum paläozoischen Vorkommen von Güssing (s. Übersichtskarte), Eisenberg und Rechnitz hinüberzuführen scheinen, sollen einen Grundgebirgsrücken andeuten, welcher die eigentliche Grazer Bucht von Untersteiermark und dem angrenzenden Ungarn abtrennt.

Die basaltischen Eruptionen betrachtet der Autor als Obermiocän. Nur die Basalte von Stein bei Fürstenfeld, an welchen der Autor den Kontakt mit einem sandigen Tegel der Kongerien- oder Belvederestufe aufgeschlossen sah, sollen erst im Pliocän entstanden

sein. Der Autor führt aus dem Eruptivgebiet folgende Punkte pontischer Lignite an: 1. Loipersdorf (Süd von Fürstenfeld), 2. Schiefer (Ost von Fehring), 3. Paldau (westlich von Feldbach), 4. Edelsgraben bei Hart, 5. Prädibauer, 6. Dörfla (NO von Fehring) etc.

Im Antlitz der Erde, Bd. III 2, gedenkt Ed. Suess der in den Einbrüchen am Alpenrande auftauchenden Inseln von altem Gebirge, die von jüngeren Eruptionen und Mineralquellen begleitet sind.

Schlußwort.

Der Entwicklungsgang der Forschung im Gleichenberger Eruptivgebiet zeigt, daß eine Fülle von Arbeit seit fast einem Jahrhundert verwendet wurde, um dessen Bau zu enträseln.

Dennoch klaffte noch eine gewaltige Lücke in der Kenntnis der Vulkanregion.

Brach und unbearbeitet lagen noch die mächtig ausgebreiteten, jüngeren Tertiärsedimente vor, deren Fossilinhalt seit langem nicht genau untersucht worden war, deren stratigraphische Gliederung auf eine größere Strecke hin niemals noch in Angriff genommen war.

Noch gab es viel zu tun, um die Verbreitung der basaltischen Eruptiva genauer abzugrenzen und die Fülle vulkantektonischer Fragen, die schon in der Zeit ältester Forschung aufgeworfen wurden, harrten noch eingehenderen Studiums. Wenn wir aber noch die Frage nach den Erscheinungen der jüngeren Tektonik stellen, nach den Störungen, die die miocänen und pliocänen Tertiärschichten erfahren haben, nach der Verbindung der vulkanischen Eruptionen untereinander, ihrer Altersfolge und ihrem Zusammenhang mit größeren tektonischen Vorgängen, die die mittelsteirische Scholle betroffen haben, dann erblicken wir noch ein weites, großes Arbeitsfeld vor uns ausgebreitet.

Jetzt, nachdem die stratigraphische Gliederung Mittelsteiers durch die Studien Hilbers, Hörnes' und anderer einer weitgehenden Klärung zugeführt war, als sich nun der Blick erweitern konnte, als in Untersteiermark, Kroatien und Ungarn die Untersuchungen von Teller, Dreger, Gorjanovic-Kramberger, Lörenthey, Vitalis und Halavats viele neue Beobachtungen ans Tageslicht gebracht hatten, schien es mir rätlich, die Stellung des Gleichenberger Eruptivmassivs, nebst einer genau durchzuführenden geologischen Detailaufnahme, auch von einem weiteren Gesichtspunkt aus zu betrachten und zu erkennen, wie diese vielbesprochene und vielstudierte Region steirischen Bodens mit ihrer engeren und entfernteren Umgebung verknüpft ist.

II. Hauptabschnitt.

Lokalbeschreibung

des im Maßstabe 1 : 25.000 aufgenommenen Gebiets von „St. Anna am Aigen, Hochstraden und Klöch“ (Gleichenberg Süd).

Hiezu geologische Karte (Taf. XV).

Vorbemerkung.

Umgrenzung des kartierten Gebiets.

Die Begrenzung des von mir kartierten Gebiets südlich von Gleichenberg ist gegen Westen durch das breite, von Diluvium und Alluvium erfüllte Tal des Sulzbachs gegeben, welches die Entwässerung des nordwärts gelegenen Trachytmassivs zur Mur bildet; gegen Osten im allgemeinen durch das Tal der Kutschenitza, welches der Grenze gegen Ungarn folgend unterhalb Radkersburg ebenfalls der Murebene zustrebt; gegen Süden durch das Eintreten in das Diluvialgebiet der Murebene; gegen Norden erscheint die Grenze willkürlicher gewählt, indem sie hier im allgemeinen der Tiefenfurche folgt, welche sich zwischen das Gleichenberger Trachytmassiv im Norden und das Basaltgebiet des Hochstraden im Süden einschiebt.

Die orographische Gliederung dieses Raumes läßt erkennen, daß darin zwei ziemlich selbständige Berggruppen auftreten:

1. Der mächtige Zug des Hochstraden, welcher sich im Norden des Kartenblattes zu einem breiten, bewaldeten Bergrücken von 607 *m* Höhe erhebt, gegen Süden in drei durch tiefe Talfurchen getrennte Nordsüd streichende Höhenzüge sich zerlegt. Diese streben der Murebene zu und tragen stellenweise eine Basaltdecke.

2. Das Eruptivgebiet von Klöch, das ziemlich isoliert und unvermittelt aus der Ebene aufsteigt und den südöstlichen Teil des Kartenblattes einnimmt.

1. Kapitel.

Lokale Stratigraphie.

Vorbemerkung.

An dem Schichtaufbau der vorher umgrenzten Region beteiligen sich folgende stratigraphische Einheiten:

A. Paläozoikum:

Karbon??

B. Miocän:

1. Zweite Mediterranstufe.
2. Sarmatische Stufe, α) untere, β) mittlere, γ) obere.

C. Pliocän:

1. Untere Congerienschichten (Untere pontische Stufe).
2. Älterer pontischer Schotter.
3. Basalttuffe.
4. Basalte.

D. Quartär:

1. Diluvium.
2. Alluvium.

Nach der Verbreitung dieser Schichten auf dem Kartenblatt fällt mehr als die Hälfte der Oberfläche den sarmatischen Schichten zu, zirka $^1/_4$ den vulkanischen Bildungen, während sich in den Rest das Pliocän und die älteren Bildungen teilen.

A. Paläozoikum. Karbon??

Paläozoische Schichten treten im Bereiche unseres Kartenblattes nur in sehr wenig ausgedehntem Maße zutage.

Sie finden sich bloß östlich von St. Anna am Aigen in einem Seitengraben des Kutschenitzatales auf eine Erstreckung von kaum 1 *km* Länge aufgeschlossen.

Dieses Vorkommnis bildet den westlichsten Ausläufer des jenseits der ungarischen Grenze zwischen Neuhaus (Vas Dobra) und St. Georgen (Vis lendva) aus den sarmatischen Schichten auftauchenden paläozoischen Schichtkomplexes, dessen Ausdehnung mehrere Quadratkilometer beträgt und dessen Beschreibung Stoliczka im Jahre 1863[1]) gegeben hat (siehe Übersichtskarte). Die tief eingeschnittene Talfurche, welche bei St. Anna am Aigen die den Westabfall dieses Horstes umhüllende sarmatische Serie durchschneidet, entblößt in dem Grunde der Erosionsrinne noch einen Aufbruch paläozoischer Sedimente.

Es finden sich folgende Gesteine:

1. Tonschiefer.
2. Kieselschiefer.
3. Quarzit.

Ad 1. Der Tonschiefer ist ein sehr wenig metamorphes, stellenweise noch fast schiefertonartiges Gestein, welches den größten Teil dieses paläozoischen Vorkommens ausmacht.

Ad 2. Der Kieselschiefer bildet am linken Bachufer eine isolierte Felsgruppe, welche bei der Bevölkerung unter dem Namen „Schwarzer Stein“ oder „Teufelstein“ bekannt ist.

Das Gestein weist deutliche Faltungserscheinungen auf. Eine kleine liegende Falte in demselben zeigte Streichen O—W (10^0 gegen NO).

Ad 3. Der Quarzit bildet eine Einlagerung im Tonschiefer, welche in einem kaum einen Meter mächtigen Bande im Seitengraben unterhalb St. Anna am Aigen zutage tritt.

---

[1]) Siehe pag. 415.

Die Altersfrage dieser Bildungen kann bei mangelndem Fossilinhalt sowohl hier als in der benachbarten größeren Schieferinsel nicht sicher beantwortet werden.

Für diese angrenzenden paläozoischen Gesteine besitzt nach ihrem allgemeinen petrographischen Habitus die Deutung als Karbon einige Wahrscheinlichkeit. Die Belege hierfür werden an anderer Stelle bei Darstellung der Schieferinsel „Neuhaus—St. Georgen“ in einer späteren Arbeit angeführt werden.

Ein näheres Eingehen auf die Altersfrage scheint mir wegen der Geringfügigkeit dieses Aufbruchs paläozoischer Gesteine an dieser Stelle nicht tunlich, zumal hierzu eine genaue Schilderung der benachbarten Schieferinsel „Neuhaus—St. Georgen“ sowie ein Vergleich von deren Gesteinen mit alpinem Paläozoikum nötig wäre.

B. Miocän.

Die nächstjüngeren Bildungen, die im Bereiche der Karte zutage treten, gehören der zweiten Mediterranstufe an.

I. Zweite Mediterranstufe.

Die mediterranen Sedimente sind fast ausschließlich als Nulliporenkalk entwickelt. Wie ein Blick auf die Karte zeigt, treten die Mediterranbildungen an einem von (beiläufig) Nord—West streichenden Verwerfungen begrenzten Horst hervor, und zwar an dessen Basis, in der denselben durchziehenden Erosionsfurche des Aigentals.

Es finden sich folgende Aufschlüsse:

1. An dem Fahrweg, der von Kote 337 (St. Anna am Aigen Süd) gegen Risola hinabführt, zeigen sich am östlichen Talgehänge zahlreiche kleine Aufgrabungen, in denen man Kalklagen antrifft, ganz erfüllt mit Steinkernen von:

Pectunculus pilosus Linné
Pecten Malvinae Dub.

2. Bei Risola befindet sich ein kleiner Steinbruch in Leithakalk, dessen Bänke Ost—West streichen und 30° gegen Süd einfallen. Er erscheint von Verwerfungen durchsetzt. Das Gestein ist ein detritogener Nulliporenkalk, der einige Lagen unbestimmbarer Konchylien enthält. Erkennbar war ein Steinkern von *Helix sp.*

3. Ein größerer Steinbruch liegt am Ostgehänge des Aigentals, etwas oberhalb der Mühle bei Klapping.

Das Profil zeigt von unten nach oben eine schwach gegen Süd geneigte Ablagerung von:

1. Leithakalk, stark zerrieben, undeutlich geschichtet, 7 *m* mit Bryozoenstöcken und Korallen.
2. Dünneren Lagen von bituminösem Kalk und Kieselkalk mit Wurmröhren und kleinen Cardienformen.
3. Ungeschichteten Leithakalk 3 *m*.
4. Grünem Mergel 1 *m*.
5. Das Hangende bilden verkalkte untersarmatische Schotter.

Es fanden sich hier folgende organische Reste:

1. *Conus sp.*
2. *Pecten sp.*
3. *Cardium sp.*
4. *Venus cincta Eichw.*
5. *Trochus sp.*
6. *Ervilia sp.*
7. *Serpula gregalis.*
8. Bryozoen.
9. Korallen.
10. Nulliporen.

Neben der Südwand des Steinbruchs zieht die Verwerfung durch, an welcher die marinen Bildungen unter die Talsohle versinken.

4. Außer diesen geschilderten Aufschlüssen befinden sich von hier nordwärts noch einige unbedeutende Vorkommen von Leithakalk. Ich sammelte hier Bruchstücke von *Ostrea sp.*

Die Fauna der zweiten Mediterranstufe erweist sich also aus folgenden Formen zusammengesetzt:

1. *Pecten Malvinae Dub.*
2. *Pecten sp.*
3. *Pectunculus pilosus Linné.*
4. *Venus cincta Eichw.*
5. *Cardium sp.*
6. *Ostrea sp.*
7. *Ervilia sp.*
8. *Conus sp.*
9. *Trochus sp.*
10. *Helix sp.*
11. *Serpula gregalis Eichw.*
12. Bryozoen.
13. Korallen.

Prof. Hörnes[1]) erwähnt ferner: Krabbenreste.

Die Schichten der zweiten Mediterranstufe erscheinen als typische Flachseebildungen, wobei die bei Klapping und Risola auftretenden Lithotamnienkalke mit ihren Bryozoenstöcken, Korallen etc. der vorgeschobenen Riffzone entsprechen, während die *Pectunculus*- und *Pecten* führenden Kalkbänke am Fahrwege, welche der kristallinen Schieferinsel noch um mehr als einen Kilometer näher liegen, die der Küste beinahe unmittelbar angelagerten Strandbildungen darstellen.

2. Sarmatische Stufe.

Die Bildungen der sarmatischen Stufe beherrschen das Kartenbild. Durch verschiedene Farbentönung wurde in dem Komplex eine Dreiteilung auf der Karte zum Ausdruck gebracht, welche ihre Be-

---

[1]) Siehe pag. 418.

gründung sowohl in faunistischen Verschiedenheiten als auch in der Ausbildung der Sedimente findet.

Die sarmatischen Schichten bilden in ihrer Gesamtheit eine Serie von Seichtwasserablagerungen, welche in ihren liegenden Teilen aus Tegelmassen mit Schotterlagen (untersarmatisch), im mittleren Teil aus Mergeln und Sanden (mittelsarmatisch), im Hangenden aus Kalkbänken, Sanden, Tegeln und Mergeln bestehen. Die Stufen sollen gesondert betrachtet werden.

α) Untersarmatische Stufe.

Die Verbreitung der untersarmatischen Stufe fällt hauptsächlich in den Bereich jener schon früher als Horst charakterisierten Scholle, welche im Aigenbachtal die Mediterrankalke als Liegendes hervortreten läßt. Sie stellt eine sehr eintönige, schlecht aufgeschlossene Schichtserie dar, deren Mächtigkeit im allgemeinen 100 *m* übersteigen dürfte. Mit Annäherung an die Schieferinsel, an die ehemalige Strandlinie findet eine bedeutende Verringerung der Mächtigkeit dieser Schichten, ebenso wie auch der mittel- und obersarmatischen Bildungen statt [1]). Die Schichten bestehen vorherrschend aus grünen Tegeln mit untergeordneten Einlagerungen von Schiefertonen, sandigen Schiefertonen und feinen Sanden. In ihren liegenden Partien besitzen die untersarmatischen Schichten einen allerorts verfolgbaren Schotterzug eingeschaltet, dessen Gerölle im allgemeinen zwischen Nuß- und Haselnußgröße schwanken.

Dort, wo dieser Schotterzug unmittelbar an die mediterranen Riffe herantritt, liegt er stellenweise ohne Tegelunterlagerung unmittelbar dem Leithalkalk auf und erhält durch den aus der Aufarbeitung des Untergrundes hervorgegangenen Kalkkitt ein abweichendes Aussehen. Es entstehen feste, sehr spärlich fossilführende Bänke, welche mehrfach zu Bausteinen gebrochen werden. Es erhellt ferner aus diesem Fehlen der Tegelschichten, welche sonst überall im Liegenden des Schotterzuges aufzutreten pflegen, daß die Kalkriffe im untersarmatischen Meer anfänglich über das Bodenrelief aufragten und erst später mit Sediment verhüllt wurden. Ich habe auf der Karte den „verkalkten“ Schotter wegen seines abweichenden Aussehens besonders ausgeschieden, obgleich er nur eine fazielle Vertretung des untersarmatischen Liegend-Schotterzuges darstellt.

In dem „verkalkten“ Schotter finden sich folgende Aufschlüsse:

1. Südost von Aigen, großer Steinbruch im Graben.

Die Schichten bestehen aus abwechselnden Lagen von mehr oder minder kalkig verkittetem Schotter und fallen 50° Süd ein, hierdurch die Nähe einer Störungslinie andeutend. Der Fossilinhalt ist spärlich. Ich fand bloß

Cardien- }
Cerithien- } Abdrücke.

---

[1]) Die Verringerung der Mächtigkeit der Sedimente an der Strandlinie ist ja im Wiener Becken schon lange bekannt.

2. Bruch bei Risola im Felde. Die Bänke streichen Ost—West, Fallen Süd 13°. Auch hier sammelte ich

Cardien-
Cerithien- } Abdrücke.

Beschreibung einzelner Aufschlüsse in der normalen Ausbildung des untersarmatischen Schotterzuges:

Bei Risola ist der Schotter in einer zum Wasserleitungsbau ausgehobenen Grube mit bedeutenden Südfallen aufgeschlossen (siehe Karte) und ließ sich von hier beiderseits des Aigenbachtals im Hangenden des Leithakalkes verfolgen.

Ein Einriß im Bach westlich von Klapping, unterhalb des unter dem Namen Brodelsulz bekannten Säuerlings zeigt folgendes Profil von zirka 8 *m* Mächtigkeit:

Schotter.
Diagonal geschichteter Sand.
Geringmächtige Schotterlage.
Hellgrüner Tegel mit Sandlagen.
Schotter mit haselnußgroßen Geröllen, 2 *m*.

Bei Klapping selbst trifft man die auf der Karte verzeichneten Aufschlüsse. In einer am Westrand des Ortes gelegenen Schottergrube zeigen dieselben Streichen OSO. Fallen: NNO 18°. In einer in der Mitte des Ortes gelegenen Grube: Streichen OW. Fallen: N.

Südlich von Klapping sind am Karrenwege einige Schottergruben, von denen die größte folgendes Profil entblößt:

Hangend:	Schotter	2 *m*
	Diagonal geschichteter Sand	
	Schotterlage	
	Diagonal geschichteter Sand	
	1 *m* mächtiger Schotter	
Liegendes:	Schottriger Sand.	

Die Lagen sind stark eisenschüssig.

Auch an der Westseite des Horstes tritt im Liegenden der Schotterzug östlich von Gießelsdorf und Frutten zutage.

Die Schichten sind hier durch zahlreiche Gruben sehr gut aufgeschlossen, woran ein schwaches Fallen und Untersinken der ganzen Schichtkomplexe nach Norden deutlich wird (siehe Karte). Bei Frutten fand ich nahe dem dort entspringenden Säuerling am Wege in einer dem Schotter zwischengelagerten, geringmächtigen Tegelschicht

Modiola sp. cf. volhynica Eichw.

Am Bache Ost von Frutten ist folgendes Profil entblößt:

Grüner Tegel 50 *cm*.
Diagonal geschichteter Sand.
Liegendes: Quarzschotter.

An der Westseite des Hochstradenzuges läßt sich der Schotterzug in der Umgebung von Sulzbach kontinuierlich an den tektonisch höher gelegenen Schollen nahe der Talsohle verfolgen und ist mehrfach in Schottergruben erschlossen. Seine Wechsellagerung mit Tegel und sein eisenschüssiger Charakter kennzeichnet ihn allerorts.

Der beste Aufschluß befindet sich oberhalb des Säuerlings Nord von Neusetzberg (Hof Ost). Das Profil gibt folgende Schichtgliederung.

Hangendes: Grüner Tegel.
Schotter und schottriger Sand 4 *m*
Hellgrauer Tegel . . . . . 2 *m*
Grober Sand . . . . . . }
Kleinschotter . . . . . . } 5 *m*
Schottriger Sand . . . . . }
Liegendes: Hellgrüner Tegel . . . . . . 6 *m*.

Im Graben, der von Sulzbach gegen NO zum Rosenberg führt, zeigt eine Schottergrube folgendes Profil:

Hangendes: Eisenschüssiger Sand mit Mergelknauern.
Liegendes: Gröberer Schotter.

Die untersarmatische Stufe bildet die unmittelbare Überlagerung der auftauchenden paläozoischen Schieferinsel.

Ein Profil zeigt folgendes:

Hangendes: Grober Schotterzug = Untersarmatischer Schotter.
Plastischer, intensiv grüner Tegel . . . . }
Bei der Verwitterung eisenschüssige, braune } zirka 25 *m*
Tonplatten rücklassend . . . . }
Sehr geringmächtige Lage von Transgressionsschotter und Konglomerat.
Liegendes: Paläozoischer Tonschiefer.

Der Schotterhorizont tritt hier in unmittelbarer Nachbarschaft, der jenseits der Grenze höher aufragenden Schieferinsel von Neuhaus als ziemlich grober Brandungsschotter entgegen, dessen Geröllkomponenten hauptsächlich aus deren Gestein abzuleiten sind.

Aufschlüsse in den untersarmatischen Tegeln im Hangenden des Schotterzuges.

Die über dem Schotterzuge folgenden mächtigen Tegelmassen sind leider äußerst schlecht aufgeschlossen. Es mag genügen, wenige Profile anzuführen. Im Bacheinriß westlich von Tischen sieht man folgendes Profil:

Hangendes: Diluvialer Schotter.
2 *m* graugrüner geschichteter Tegel.
1 *m* grauer Tegel.
Dünne Lage von sandigem Tegel.
2 *m* blaugrauer, gebänderter Tegel.
Liegendes: 3 *m* grauer feinsandiger Schieferton.

Bei Häusergruppe Dernek (Tischen Süd) befindet sich folgender Aufschluß:

2 *m* grüner Tegel mit sandigem Schieferton.

Im Orte Tischen wurde ohne Erfolg auf artesisches Wasser gebohrt [1]). Die erreichte Tiefe betrug 60 *m*. Durchstoßen wurden, abgesehen von einer Alluvialschotterschicht mit humösen Lagen, bloß grüne Tegel (der untersarmatischen Stufe).

Eine Erdrutschung bei Gruisla (Klöch Ost) ist insofern von Bedeutung, als sie den einen Punkt darstellt, an dem diese Tegel [2]) eine bestimmbare Fauna geliefert haben. Es handelt sich hier jedoch schon um eine ziemlich hangende Partie nahe der Überlagerung durch die mittelsarmatischen Mergel und Sande.

Profil: 50 *cm* grauer, toniger, gebänderter Tegelmergel, fossilarm.
40 „ fossilreicher (kalkhaltiger), plastischer, blauer Tegel. Fossillage.
30 „ fossilarmer blauer Tegel.
Liegendes sandigmergeliger Schieferton mit Lagen von verkohlten Wasserpflanzen.

Ich sammelte hier folgende Formen:

1. *Cardium plicatum Eichwald.*
2. *Cardium protractum Eichwald.*
3. *Cardium cf. obsoletum Eichw.*
4. *Mactra sp.*
5. *Modiola marginata Eichw.*
6. *Syndesmia reflexa Eichwald.*
7. *Potamides mitralis Eichw.*
8. *Cerithium cf. disjunctum Sow.* [3]).
9. *Hydrobia cf. stagnalis Bast.*
10. *Hydrobia ventrosa Mont.*
11. Schilfreste: *Typha latissima.*
12. Fucoidenartige Bildungen (Algen?).
13. Foraminiferen.

In dem wenige Meter darüber liegenden Hohlweg sammelte ich:

1. *Modiola marginata Eichw.*
2. *Hydrobia cf. stagnalis Bast.*
3. *Hydrobia ventrosa Mont.*

Außer an diesem Fundpunkt habe ich Spuren organischer Reste an dem von Patzerberg gegen Unter-Laasen (Tischen SW) führenden Karrenweg angetroffen, wo selbst unbestimmbare Schalensplitter zutage treten, ferner im Profil des Höllischgraben (siehe pag. 458—459).

[1]) Mitteilung des Gastwirts Tschiggerl.

[2]) Es handelt sich hier um kalkreiche Tegel und Tegelmergel, die ungemeine Kapazität für Wasser besitzen.

[3]) Eine vierreihige Form.

Die hangenden Partien der untersarmatischen Schichten sind in dem ziemlich kontinuierlichen Profil aufgeschlossen, welches der tief eingeschnittene Pleschgraben (St. Anna West) in seinem oberen Teil zutage treten läßt.

		Meter
Mittelsarmatisch	mächtige Sande	
	grüne Tegel mit Fossillagen . . .	6
	Sande	4
Untersarmatisch	sandiger Schieferton	2
	insensiver, blaugrüner Tegel . . .	2
	schöngeschichtete grüne Tegel . .	6
	schiefrige Sande	2 (schiefrige Sande und Sande zusammen)
	Sande	
	harte Sandsteinbank	0·20
	grüne Tegel	

Ein analoges, aber schlechter aufgeschlossenes Profil trifft man SO von St. Anna am Aigen infolge des durchziehenden Sprunges (siehe Karte) bis an die Sohle des Tals versenkt, mit einem Wechsel von grünen Tegeln, feinen Sanden und harten Sandsteinbänken, welch letztere kohlige Partikeln enthalten.

Es zeigt sich an diesen Profilen der allmähliche Übergang aus der tegelreichen Fazies zu der mit ausgedehnten Sandbildungen einsetzenden mittelsarmatischen Stufe.

Die Schichten der untersarmatischen Stufe erscheinen als Bildungen einer randlichen Bucht des untersarmatischen Meeres, in der fluviatile Einflüsse zur Geltung kamen.

Die Gründe hierfür sind folgende:

1. Das Vorherrschen lebhaft gefärbter grüner Tegelmassen und der vollständige Mangel an kalkiger Beimengung. (Mergel sind nur im Hangenden.)

2. Das Auftreten eines mächtigen Zuges groben Schotters, dessen eisenschüssige, rostbraune Färbung ebenso wie bei den gleichgefärbten pontischen Sanden (und Belvedereschottern) auf fluviatil-limnische Einflüsse deutet.

3. Der Mangel an Fossilien. Bloß in den hangenden Partien im Übergang zur mittelsarmatischen Stufe stellen sich fossilführende Tegelmergel ein.

4. Das Vorkommen verkieselter Hölzer.

5. Das lokale Auftreten von schmalen Kohlen- (Lignit-) Flözen. Solche fand ich in einem grünen Tegel oberhalb der Brodelsulz (Klapping W) eingelagert. Im Orte Gieselsdorf wurde eine kohlige Schicht bei einer Grabung nahe der Kapelle angetroffen.

Schließlich erwähnt Dr. Andrae[1]), daß bei Tischen (im Jahre 1853) eine 8 Zoll mächtige Schicht von Braunkohle sichtbar gewesen sei[2]). Aus diesen Gründen schließe ich für die Bildung dieser Sedi-

---

[1]) Siehe pag. 413.

[2]) Das Vorkommen mariner Formen auch in tieferen Schichten (*Cerithium, Modiola* etc.) schließt eine rein limnische Bildung des Liegendkomplexes aus.

mente auf das Vorhandensein einer von fluviatilen Einflüssen beherrschten Bucht des sarmatischen Meeres[1]).

Die Fauna der untersarmatischen Schichten besteht aus den vom Fundort Gruisla und Höllischgraben (siehe pag. 439 und 459) angeführten Formen.

β) Mittelsarmatische Stufe.

Die mittelsarmatische Stufe nimmt im Kartenblatt ein bedeutendes Areal ein. Die Höhenzüge im südlichen Teil desselben werden, soweit sie nicht von vulkanischen Bildungen überdeckt sind, größtenteils aus den mittelsarmatischen Schichten aufgebaut.

Gegen Norden tauchen sie unter die obersarmatische Serie hinab, die sich rasch zum Talboden absenkt und dann die mittelsarmatischen Bildungen nicht mehr hervortreten läßt. Wie bereits angedeutet, erleiden auch die mittelsarmatischen Schichten mit Annäherung an die Schieferinsel eine bedeutende Reduzierung ihrer Mächtigkeit und sind daselbst bloß durch Sandlagen vertreten.

Die Berechnung der Schichtmächtigeit dieser Stufe ergab folgende annähernde Resultate[2]):

	Meter	
Gieselßdorf . . .	90	
Größing	70	
Sandberg	70	
Buchberg	90	
Plesch	65	
Schirrenkogel .	20—30	Anlagerung an die Schieferinsel.

Am Aufbau der mittelsarmatischen Schichten beteiligen sich folgende Sedimente:

1. feiner, toniger Sand,
2. schöngeschichtete helle Tonmergel, in Kalkmergel und Kalke übergehend,
3. pflanzenführende Schiefertone und schieferige Sande,
4. grüne fossilreiche Tegel,
5. grobe Sande und Kleinschotter.

Obwohl nun diese Bildungen, wie begreiflich ist, mannigfach faziell ineinandergreifen und sich gegenseitig verzahnen, so läßt sich dennoch eine konstante Aufeinanderfolge der vorherrschenden Komponenten nachweisen.

---

[1]) Vor kurzem erhielt ich von Herrn Oberlehrer Kolleritsch in Tischen die Mitteilung, daß bei St. Anna am Aigen (unterhalb des Friedhofs) bei einer Grabung eine Kohlenlage angetroffen wurde. Der bezeichnete Punkt liegt im Verbreitungsgebiet der untersarmatischen Schichten.

[2]) Die Differenzen beruhen abgesehen von Berechnungsfehlern und ursprünglicher Verschiedenheit in der Sedimentation auch in einer ungleichen Erosion vor Bildung der Basalte, die als obere Grenze für die Messung (bei Größing, Sandberg Buchberg) angenommen wurden.

Im Liegenden tritt ein weitverbreiteter Sandzug auf, der Lagen eines kleinkörnigen Schotters besitzt. In dessen Hangenden tritt nach einer häufig vorhandenen Zwischenschicht von pflanzenführendem Schieferton ein mächtiger Komplex von gelbgrauem Tonmergel auf, dessen Lagen meist eine schöne Bänderung aufweisen und mit Bänken feinen Sandes mannigfach wechsellagern.

Im Hangenden schließlich verdrängen diese Sande den Mergel, werden beinahe allein herrschend, nur stellenweise von einer Lage fossilreichen grünen Tegels begleitet.

Die Aufschlüsse sollen im Zusammenhang betrachtet werden, wobei ich auf die beiliegende Profiltabelle (Taf. XX) verweise.

1. Klöcher Massiv. Aufschluß im Ort Klöch (SO-Ecke). (Siehe Profil I, Tabelle:

Der Mergel ist glimmerarm und bröcklig, andeutungsweise geschichtet.

Ich fand darin *Planorbis sp.* Pflanzenreste: *Typha latissima* und Blattreste.

Das Auftreten der Süßwasserformen in dem marinen Sediment ist wohl daraus zu erklären, daß diese an der Oberfläche der zahlreich den seichten Meeresboden überwuchernden Wasserpflanzen gelebt haben und mit diesen nach dem Absterben den Meeresboden bedeckten.

In etwas höherem Niveau (etwas südlich der Kirche von Klöch) ist der mittelsarmatische Hangendsand in einer größeren Grube erschlossen.

Das Sediment ist ein feiner, reiner, sehr glimmerreicher Sand mit selten eingestreuten kirschkorngroßen Geröllen, in einer Mächtigkeit von 5 *m* aufgeschlossen.

An der Ostseite des Klöcher Massivs zeigt das Profil entlang des Fahrweges, der von Gruisla nach SW zur Straße führt, das auf Profil II (siehe Tabelle) dargestellte Bild.

Darunter folgen die schon besprochenen untersarmatischen, fossilreichen Tegel.

Im Walde südlich von Gruisla fand ich im Bereiche der mittelsarmatischen Schichten eine Steinmergelplatte mit:

Cardium obsoletum Eichw.
„ *cf. Barboti R. H.*[1]).
Trochus sp.

Beim Hause an der Straße, 1 *km* Nord von Kote 325, wurde bei einer seichten Brunnenbohrung in den Hangendschichten der mittelsarmatischen Stufe *Ostrea crassissima Schloth. var. sarmatica Fuchs* zutage gefördert.

Von Bedeutung sind die Aufschlüsse am Buchberg.

Der mittelsarmatische Liegendsand und Schotterzug ist einem Bruch Nord des Buchberges in der Talsohle aufgeschlossen (siehe Profiltabelle Profil III).

---

[1]) So bezeichne ich nach Andrusow (Verh. d. kais. russ. miner. Gesellschaft zu St. Petersburg, 2. Ser., Bd. XXXIX, Nr. 2, pag. 480—481) eine von Prof. Hilber (Sarmatisch-Miozäne Conchylien Oststeiermarks, l. c. T. 18 und pag. 245) beschriebene und von mir sehr häufig angetroffene Cardienform.

Einer Tegelschicht in einer höheren Lage ist eine mächtige Bank von *Ostrea crassissima Schloth. var. sarm.* eingelagert.

Die fossilreiche Hangendschicht enthielt in einem bei einer seichten Brunnenbohrung herausgeworfenen Tegelmaterial:

Cardium cf. Barboti R. H.
Modiola marginata Eichw.
Trochus cf. quadristriatus Dub.

Der Fundpunkt lag an der Kuppe des Berges beim Gehöft des „Buchbergschneiders".

An der NW-Seite des Klöcher Massivs sind die mittelsarmatischen Tonmergel in schöngebänderten Schichtbänken besonders im Walde oberhalb Pichla und am Waldrande oberhalb der Kirche von Tischen, an letzterem Orte mit Streichen NS, Fallen O, 8° aufgeschlossen.

Bei Jörgen (Westseite des Klöcher Massivs) lieferten Aufschlüsse am Nordrand des Ortes das Profil IV (siehe Profiltabelle).

In der fossilreichen Mergelschicht fanden sich folgende Formen:

Modiola marginata Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Solen subfragilis Eichw.
Trochus cf. pictus.

Ich gehe nun zum Hochstraden über und werde die Aufschlüsse an den 3 NS verlaufenden Rücken der Reihe nach schildern.

Indem ich mit dem westlichen Rücken beginne und die Aufschlüsse am Strendlberg, die den mittelsarmatischen Liegendsand und Schotter sowie die Mergelzone entblößen, übergehe, führe ich das Profil vom Patzerberg (Tischen W) an. Profiltabelle: Profil V.

In der liegenden Tegelmergelschicht fand ich:

Cardium n. sp.[1]
„ *cf. obsoletum Eichw.*
Modiola marginata Eichw.
Fragilia sp.

Bei Größing zeigt sich teils am Wege, teils in einer darüberliegenden Schottergrube Profil VI (Profiltabelle).

Im Mergel sammelte ich:

Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Fragilia sp.

Der Südabfall des Hopfenberges entblößt die Serie Profil VII. Die Ablagernng zeigt Streichen WNW, Fallen ONO schwach.

---

[1]) *Cardium* der *plicatum*-Reihe mit vermehrter Anzahl der Rippen, welche letztere mit einem scharfen Kiel versehen sind.

Auf der Rückenhöhe, die sich südwärts der Ortschaft Neusetz erhebt (bis zum Hauptkamm), findet sich Profil VIII (Tabelle).

In der fossilführenden Sandsteinbank im Liegenden fand sich:

Cardium protractum Eichw.
Cf. Ervilia podolica Eichw.
Trochus sp.
„ *cf. pictus Eichw.*
Hydrobia sp.

In den Mergeln nicht weit von der Basaltüberdeckung entfernt sammelte ich:

Cardium cf. obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Trochus sp.

Der NW-Abfall des Hopfenberg ist auf Profil IX dargestellt. Nun folgt das sehr vollkommen aufgeschlossene Profil an der Westseite des Rosenberges, welches die stratigraphische Aufeinanderfolge am deutlichsten offenbart und einer genaueren Untersuchung unterzogen wurde. Profil X (Tabelle).

In der fossilführenden Mergelbank fand ich:

Cardium obsoletum Eichw.
„ *cf. Barboti R. H.*
Tapes gregaria Eichw.
Mactra vitaliana Orb. (= *Mactra podolica Eichw. var.* bei M. Hörnes.)
Bulla Lajonkaireana.
„ *truncata Ad.*
Trochus cf. quadristriatus Dub.
„ *sp.*
Modiola marginata Eichw.
Wurmgänge.
Foraminiferen.

Die durch die Nordwest streichende Verwerfung (siehe Karte) getrennte Scholle, welche die eigentliche Kuppe des Rosenberges bildet, läßt unmittelbar im Liegenden des Basalts eine sehr fossilreiche (mittelsarmatische) Schicht zutage treten, welche gelegentlich der Anlage eines Wasserleitungsgrabens Frühjahr 1912 bloßgelegt war[1]).

Es ist ein grüner zerfließender Tegel, ganz erfüllt von guterhaltenen dünnschaligen Organismen[2]):

Cardium cf. Barboti R. H.
„ *cf. Loveni Nordm.*
**Mactra vitaliana Orb.* (= *Mactra podolica Eichw.* bei M. Hörnes.)
Trochus quadristriatus Orb.

[1]) Bei einem späteren Besuch war die Stelle schon verwachsen.
[2]) Mit dem * sind die vorherrschenden Fossilien bezeichnet.

Ervilia podolica Eichw.
**Ervilia podolica Eichw. var.*
**Modiola marginata Eichw.*
**Bulla Lajonkaireana Bast.*

Am Südabfall des Rosenbergs ist im Weingarten und am Wege folgendes Profil sichtbar:

Basalt,
roter, gebrannter älterer pontischer Flußschotter,
fossilführender Mergel mit Streichen NS,
Fallen O 10°.

Beim Abstieg vom Sattel zwischen Rosenberg und Hopfenberg gegen West sieht man einen interessanten Aufschluß in Mergeln, welcher die steile Aufrichtung derselben an der Verwerfung zeigt.

Ich maß daselbst in den Sanden knapp bei der Störung:

Streichen NS,
Fallen O 35°,

weiter unten in den Mergeln:

Streichen ONO,
Fallen 18° SSO.

Das nächste besser erschlossene Profil der mittelsarmatischen Serie findet sich im Hohlweg aufgeschlossen, der am scharf ausgeprägten Rücken, Nord von Gießelsdorf, hinabführt. Profil XI (Tabelle).

Die Ablagerung zeigt ein schwaches Fallen Nord.

In der kalkhaltigen Sandsteinbank fand ich folgende Fossilien:

Trochus sp.
Cardium sp.
Tapes sp.

Der Schieferton enthielt:

Cardium n. sp.
Modiola marginata Eichw.
Fragilia cf. fragilis Linné.
Tapes gregaria Partsch.
Trochus sp.

Am Abhang von Stradenberg nach Gießelsdorf fand ich über dem mittelsarmatischen Sand einen Mergelblock mit:

Cardium cf. Barboti R. H.
Modiola marginata Eichw.
Trochus sp.

Hiermit ist die Aufzählung der wichtigeren Aufschlüsse am westlichen Rücken des Hochstradenzuges beendet.

Der mittlere von den nach Süden ausstrahlenden Kämmen zeigt folgende Aufschlüsse:

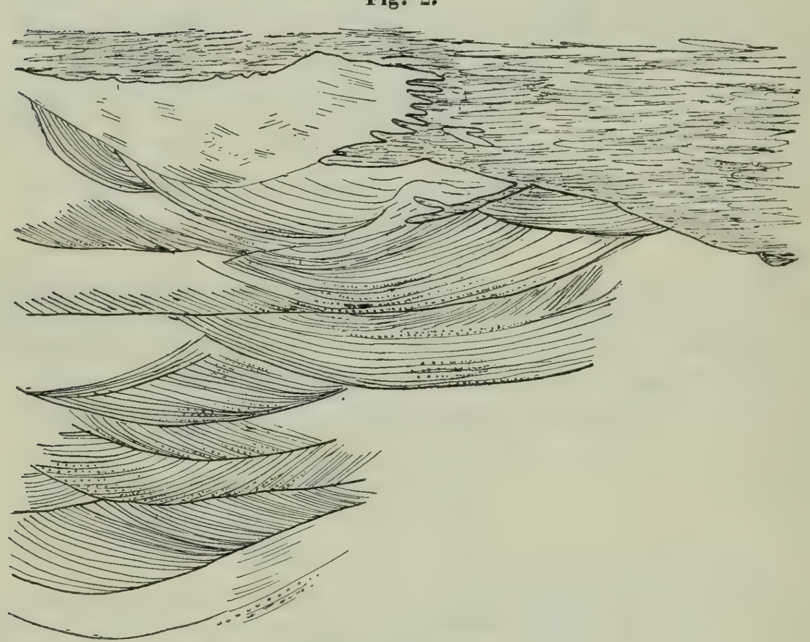
Im oberen Teil des Pleschgraben (St. Anna am Aigen West) zeigt sich im Hangenden der untersarmatischen Schichten das bereits auf pag. 440 angeführte Profil.

Ich will noch hinzufügen, daß ich in den grünen (mittelsarmatischen) Tegeln folgende Formen auffand:

Cardium obsoletum Eichw.
„ *cf. Loveni Nordm.*
„ *cf. Barboti R. H.*
Modiola marginata Eichw.
Ervilia podolica Eichw.



Fig. 2.



Sandgrube bei Pichla.

Ein typisches Bild der mittelsarmatischen Serie geben die Aufschlüsse im Hohlweg Nord von Plesch. Profil XII (Tabelle).

Es ist insofern von Wichtigkeit, als hier die mittelsarmatische Serie im Zusammenhang mit den obersarmatischen Schichten, und zwar deutlich im Liegenden der tieferen Kalkzüge letzterer aufgeschlossen ist.

Es gelangt zur Besprechung das Profil am Auenberge Nord von Pichla (Profil am Wege von Kote 265 zu Kote 344) Profil XIII (Tabelle). Am östlich folgenden Sandberg zeigt sich Profil XIV (Tabelle).

Schießlich verdient noch Erwähnung der am SO-Abhang des Sandberges liegende Aufschluß in der mittelsarmatischen Liegend-

sandzone, dessen diagonalgeschichtete Sedimente in Profilskizze Fig. 2 dargestellt werden.

Der östlichste der vom Stradner Kogel ausstrahlenden Rücken bildet teils infolge seiner tektonischen Position, teils infolge stärkerer Abtragung nur wenig Aufschlüsse in mittelsarmatischen Schichten.

Bei St. Anna am Aigen sind diese infolge der unmittelbar in der Nähe auftauchenden Schieferinsel sehr in ihrer Mächtigkeit reduziert.

Nördlich von Aigen bei K. 337 ist am absteigenden Fahrweg folgendes Profil sichtbar:

Hangendes: grüner Tegel im Liegenden des tiefsten obersarmatischen Kalkbandes I.

3 *m* hellgrüner Sand }
8 *m* feiner Sand } Mittelsarmatisch.
Weiter unten am Wege Tonmergel }

Das Profil am Südabhang des Schirrenkogels mag Erwähnung finden, wo die mittelsarmatischen Schichten in unmittelbarer Nähe der ostwärts höher ansteigenden Schieferinsel sich befinden.

Hangend: Obersarmatische Sande mit einem Kalkzug
2 *m* sehr feiner, stellenweise rot verfärbter Sand.
Untersarmatische Tegel mit dem Schotterzug.

Außerhalb des besprochenen Raumes liegt schließlich ein Vorkommen mittelsarmatischer Schichten bei Waldsberg an der Westseite des Sulzbachtals, noch im Bereiche der Karte.

Der in das Tal hervortretende Hügel ist durch weithin sichtbare Anrisse gut aufgeschlossen. Ein großer, Nord der Mühle gelegener Schotterbruch zeigt folgendes:

Hangend: 10 *m* feiner Sand mit Diagonalschichtung und einzelnen verkohlten Holzresten und geringmächtigen Zwischenlagen von schiefrigem Sand.
6 *m* Quarzschotter mit nußgroßen Geröllen und Sandlagen.

Im nächstfolgenden Bruch ist das Profil von den vorigen durch die Einschaltung eines pflanzenführenden Schiefertonhorizonts an der der Schotter und Sande Grenze verschieden.

In dem Schieferton fand ich folgende von Herrn Direktor Glowacki bestimmte Pflanzenreste:

Populus latior Alex. Braun.
Celtis sp.
Echinites sp.
Sophora sp.
Typha latissima;

ferner *Planorbis*-Schalen.

Im größten und südlichsten Aufschluß zeigt sich Profil XV (Tabelle). Hier erscheint ein neuerliches Anschwellen der Schiefertone gegenüber den Sanden. In dem grünen, mergeligen Schieferton fand ich *Planorbis sp.* Die darin vorkommenden Schilfpflanzen,

welche oft ganze Schichtflächen bedecken, gehören nach Herrn Direktor Glowacki zu: *Typha latissima Al. Br.*

Interessant ist der im Profil angegebene Wurzelhorizont, welcher senkrecht stehende Wurzeln wohl von großen Schilfpflanzen aufweist. Daß sich diese tatsächlich auf primärer Lagerstätte befinden, beweist der Umstand, daß die Schichten rings um die Wurzel ein wenig höher ansteigen.

Von diesem Pflanzenfundort Waldsberg führt Stur[1]) außerdem folgende Form an: *Sapindus dubiius Ung.*

Ich betrachte diese Bildungen als ein Äquivalent der im Liegenden der mittelsarmatischen Schichten auftretenden Sande und Schotter, welchen ja auch anderwärts Wasserpflanzen führende Horizonte eingeschaltet sind. Die Blattreste mögen von dem schon damals aus dem Meer aufragenden Trachytmassiv von Gleichenberg herbeigeweht sein.

Die mittelsarmatischen Schichten mit ihren Sandlagen, Schotterbänken und pflanzenführenden Schiefertonen weisen auf eine Flachseebildung hin. In dem häufigen Auftreten mariner Fossilien, in der schönen Bänderung der Tonmergelbänke und in dem Fehlen grobklastischer und eisenschüssiger Bildungen erkennen wir gegenüber den untersarmatischen Schichten das Übergewicht mariner Einflüsse.

Die Fauna der mittelsarmatischen Schichten[1]):

Cardium n. sp.
**Cardium cf. obsoletum Eichw.*
**Cardium cf. Barboti R. H.*
Cardium cf. Loveni Nordmann.
Tapes gregaria Partsch.
Mactra Vitaliana Orb. var. (= *Mactra podolica Eichw. var.*)[2])
**Ervilia podolica Eichw.*
**Modiola marginata Eichw.*
Solen subfragilis Eichw.
Ostrea crassissima Schloth. var. sarmatica Fuchs.
Trochus pictus Eichw.
Trochus cf. quadristriatus Dub.
Bulla Lajonkaireana Bast.
Bulla truncata Ad.
Fragilia cf. fragilis Linné.
Hydrobia sp.

Foraminiferen: Wurmgänge.

Die Flora: *Populus latior Alex. Braun.*
Celtis sp.

---

[1]) Andrussow hat die Synonima zusammengestellt. Danach entspricht *M. Vitaliana Orb. var deltoides* der *M. variabilis Sinz. var. fragilis Lask.* und bei M. Hörnes der *M. podolica Eichw.* auf Taf. VII, Fig. 4.

[2]) Die mit * bezeichneten Formen sind am häufigsten. Die gesperrten Formen „fehlen“ in den sehr fossilreichen und gut erschlossenen obersarmatischen Schichten, sind daher den mittelsarmatischen (und untersarmatischen) eigentümlich.

Echinites sp.
Sophora sp.
Typhia latissima Al. Br.
Sapindus dubiius Ung.

γ) Obersarmatische Schichten.

Während die beschriebenen mittel- und untersarmatischen Schichten des Kartenblattes bisher paläontologisch ganz unbekannt [1]) waren und ihrer stratigraphischen Position nach allgemein für pontische Bildungen gehalten wurden, hat das Vorkommen der von mir als obersarmatisch bezeichneten Komplexe in der Literatur schon mehrfach Erwähnung gefunden (siehe historischer Teil).

Der Detailgliederung der obersarmatischen Schichten wurde meinerseits eine große Sorgfalt gewidmet, die dank der guten Aufschlüsse der zahlreichen tief eingeschnittenen Gräben sich gut durchführen ließ.

In den folgenden Zeilen wird dargelegt werden, daß die obersarmatischen Schichten einen von den untersarmatischen abweichenden faziellen Typus darstellen. Sie sind Bildungen eines zwar ebenfalls seichten Wassers, kamen jedoch nicht in einem weithin ausgedehnten, flachen Becken, sondern an dem Rand einer abfallenden Küste zur Ablagerung. Ihr Hauptcharakteristikum besteht in dem Auftreten mächtiger und ausgedehnter Kalkbildungen, welche den tieferen Schichten vollständig fehlen.

Durch genaue Detailbegehungen konnten fünf Kalkhorizonte nachgewiesen werden, welche mit mehr oder minder deutlicher Konstanz die obersarmatische Serie durchziehen. Ich bezeichne sie fortan mit der Ziffer I—V

II, III und IV lassen sich, durch einen Zwischenmittel von mindestens je 6 *m* und höchstens 20 *m* [2]) voneinander getrennt, am konstantesten verfolgen und stellen die Kulmination der organischen Besiedlung des Meeresbodens dar.

Der liegendste und hangendste Kalkzug ist teils durch Auskeilen, teils schlechterer Aufschlußverhältnisse halber schwieriger verfolgbar.

Die fünf Kalkzüge weisen eine petrographische und faunistische Verschiedenheit auf, welche in einigen Schlagworten in dem Farbenschema der Karte zum Ausdruck gebracht wurde.

Der tiefste Kalk I erscheint als ein Agglomerat von Cerithiensteinkernen begleitet von Foraminiferen führenden Kalklagen. Die herrschenden Fossilien in diesem Kalk sind *Cerithium rubiginosum*, *Cardium obsoletum*.

Der II. und III. Kalk sind einander am ähnlichsten und stellen einen massigen, grobgebankten Foraminiferenkalk von oolithischer Struktur dar. Die Ooolithkügelchen sind meist regelmäßig ausge-

[1]) Keiner der besprochenen Aufschlüsse ist bisher in der Literatur erwähnt worden.

[2]) Unmittelbar an der Strandlinie wird das Zwischenmittel der Kalkbänke noch geringer.

bildet und umschließen ausnahmslos Foraminiferen (zumeist Peneropliden), deren Bestimmung ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. Richard Schubert verdanke. Um jede Foraminifere bildet sich ein kleines, kugeliges Kalkhäutchen. Infolge der Gleichartigkeit des zu umhüllenden Substrats konnte die regelmäßige Oolithbildung sich ausbilden.

Bivalven und Gastropodenlagen treten in dem eigentlichen Oolith sehr zurück (bloß Cardienbruchstücke findet man häufiger); jedoch erscheinen wenig mächtige Gastropoden- und Bivalvenlagen im Liegenden und Hangenden desselben. Der II. Kalk ist im allgemeinen weniger mächtig und weniger konstant als der III. Kalk und zeichnet sich außerdem durch die Begleitung mächtiger Kalksandsteine aus.

Die herrschenden Fossilien im II. und III. Kalk sind:

Foraminiferen (zumeist *Peneroplis pertusus Forsk.* in vollkommen involuter und auch halbevoluter Ausbildung, doch durchwegs äußerst feiner Riefung der Schalenoberfläche [1])

Cardium obsoletum Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
„ *disjunctus Sow.*
Modiola volhynica Eichw.
Trochus sp.

Der IV. Kalk ist dadurch sehr charakteristisch, daß er entweder als Muschelkalk, wobei die Exemplare fast immer mit weißer Schale erhalten sind, oder als unregelmäßiger, oolithähnlicher Serpulakalk auftritt.

Hier erscheint die Ooolithstruktur in unvollkommener Weise aus Überkrustung von Spirorbisgehäusen oder Muschel- und Gastropodenstücken hervorgegangen.

Kalksandsteine und Mergel treten selten in seiner Begleitung auf, dagegen umschließen ihn äußerst cerithienreiche Sande und Tegel. Die herrschenden Fossilien im IV. Kalke sind:

Spirorbis spiralis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana Orb.*)
Cardium plicatum Eichw.
„ *obsoletum Eichw.*
Tapes gregaria Partsch.
Potamides mitralis Eichw.
„ *disjunctus Sow.*

Im V. Kalk zeigt sich der Rückgang in der Beteiligung der Organismen am Schichtenaufbau durch das starke Hervortreten von Kalksandstein und Steinmergel, welche stellenweise den Kalk vollständig verdrängen. Im Kalke sind die zahlreichen Bivalven- und

---

[1]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. Schubert.

Gastropodenschalen stets aufgelöst und die Fossilien nur als Steinkerne und Hohldrücke erhalten. Oolithische Foraminiferenlagen begleiten denselben.

Die herrschenden Fossilien sind hier:

> Foraminiferen: *Peneroplis pertusus Forsk.*
> *Spirorbis sp.*
> *Mactra podolica Eichw.* (= *M. vitaliana Orb.*)
> *Cardium obsoletum Eichw.*
> *Cerithien div. sp.*

Was die übrigen Sedimente anbelangt, so zeigt sich eine viel größere Mannigfaltigkeit als in der unter- und mittelsarmatischen Serie.

Das vorherrschende Glied stellen die Sande dar, welche insbesondere zwischen den Kalkbänken II—V auftreten. Daneben erscheinen aber auch grüne Tegel und Schiefertone in stärkerem Maße als in den mittelsarmatischen Schichten und bilden insbesondere im Liegenden eine mehrfache nachzuweisende fossilreiche Ablagerung, unmittelbar über dem I. Kalk.

Mit dem V. Kalkzug sind die obersarmatischen Schichten noch nicht abgeschlossen. Es folgt darüber ein mindestens 30—40 *m* mächtiger Schichtkomplex, welcher in seinem Gesamthabitus eine Ähnlichkeit mit den mittelsarmatischen Schichten aufweist. Leider hat er (wohl zum Teil auch infolge ungünstiger Aufschlußverhältnisse) keine sicher bestimmbaren organischen Reste geliefert, so daß über die Möglichkeit einer Abtrennung desselben von der obersarmatischen Stufe (als Unterstufe) nichts ausgesagt werden kann.

In diesen obersten Bildungen der sarmatischen Stufe treten wieder Mergel herrschend hervor, zwischen denen Sandlagen, schiefrige Sande und Schiefertone mannigfach wechsellagern.

Was die Verbreitung der obersarmatischen Sedimente anbelangt, sind diese ausschließlich auf den nördlichen Teil des Kartenblattes beschränkt und bilden, den mittelsarmatischen Schichten auflagernd (zum Teil), die Basis der mächtigen Basaltdecke des Hochstradner Kogels und das diesem im N und NO vorgelagerte Hügelland.

Im Westen des Hochstradner Berges ließ sich infolge der sehr ungünstigen Aufschlußverhältnisse die Trennung der mittel- und obersarmatischen Bildungen nur sehr schwer durchführen und kann nur als annähernd richtig betrachtet werden.

Die merkwürdige Beschränkung der obersarmatischen Schichten auf die bezeichnete Region und ihr Fehlen im ganzen südlichen Teil des Hochstraden und des Klöcher Massivs findet seine Erklärung in einer Einengung der Strandlinie, die in obersarmatischer Zeit in dem Bereiche des Kartenblattes gelegen war.

Wie sich auch aus den Studien im angrenzenden Gebiete Mittelsteiermarks ergab, lag im südlichen Teil des Aufnahmegebietes um diese Zeit eine Festlandsregion.

Die Mächtigkeit der obersarmatischen Schichten ist infolge des Auskeilens gegen die nahe Küstenlinie sehr variabel.

Ich stelle folgende Werte zusammen:

		Meter
Waldra	zirka	140
Scheminberg	„	110
Plesch NO	„	70

Die Abnahme der Mächtigkeit entspricht der Annäherung an die alte Strandlinie. Gegen NO mit Entfernung von derselben nimmt die Mächtigkeit jedenfalls noch mehr zu, jedoch läßt sich dort infolge Abtragung des Hangenden und Untersinken des Liegenden unter das Talniveau eine Berechnung nicht anstellen.

Ich gehe zur Besprechung der Aufschlüsse über, wobei zuerst die Profile an der Ostseite des Hochstradens in der Umgebung von St. Anna, sodann die an der Nordost- und Nordseite dieses Rückens erörtert werden sollen.

Am Fahrweg, der von der Kirche in St. Anna am Aigen nach W hinabführt ergab sich Profil I (Tabelle der obersarmatischen Schichten).

Verfolgen wir die Aufschlüsse weiter nordwärts am Rücken von St. Anna: Im Kalkhorizont III findet sich gleich unter dem Gasthaus Krisper ein frischer Bruch, der den Oolith, wie immer, von einer mächtigen Sandschicht unterlagert aufweist. Streichen ist NNW, Fallen ONO 15°.

An den Bruch schließen sich nordwärts eine Reihe anderer an, die eine Absenkung der Kalke gegen NO deutlich erkennen lassen. Im Steinbruch an der Waldlisiere maß ich Streichen OSO, Fallen NNO 17°.

In dem Graben, der von der Nordlisiere des Ortes St. Anna gegen das Aigenbachtal hinabführt, trifft man Profil II (Tabelle). Nordwärts dieses Grabens finden sich im Walde Aufschlüsse von hervortretenden Bänken des III. als auch des IV. Kalks. Streichen NW, Fallen NO (flach) aufweisend.

Nun gelangen wir zu dem sehr gut erschlossenen Profil entlang des Fahrweges von Kote 397 nach SW zum Aigenbachtal (Profil III).

Zwischen III. und IV. Kalk sammelte ich:

Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides (Cerithium) mitralis Eichw.
„ *(Cerithium) Florianus Hilb.*

Im IV. Kalk:

Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.

Über denselben:

Limnaea cf. ovata Serr.
Hydrobia sp.
Helix cf. impressa Sandb.

Im Graben, der sich N des Fahrweges herabzieht, sind die Schichten nach Profil IV entblößt. Der kleine Graben der von der Ortschaft Langriegl bei Kote 365 gegen das Aigenbachtal hinabführt, zeigt

das in Profil V dargestellte Schichtenbild. In einer im Liegenden des IV. Kalkes auftretenden sehr fossilreichen Schicht mit schönerhaltenen Formen bestimmte ich:

Cardium cf. plicatum Eichw.
„ *obsoletum Eichw.*
Tapes gregaria Partsch
Mactra vitaliana Orb. var. (= *M. podolica Eichw.* bei M. Hörnes)
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Trochus Poppelacki Partsch
„ *pictus Eichw.*
Bulla Lajonkaireana Bast.
Donax lucida Eichw.
Murex sublavatus Bast.
Buccinum duplicatum Sow.

Von St. Anna entlang der Straße nach Süd gegen Aigen absteigend, erhält man einen Einblick in die liegenden Partien der obersarmatischen Schichten, welche hier mit dem I. Kalk über mittelsarmatischen Sanden (siehe pag. 447) liegen.

Ein Profil am Westabhang des Schirrenkogels (St. Anna NO) zeigt die schon mehrfach erwähnte Reduzierung der Schichtmächtigkeit in der Nähe der paläozoischen Schieferinsel Profil VI.

Im Abstieg vom Schirrenkogel nach Süd tritt eine noch stärkere Mächtigkeitsabnahme ein, welche mit einem Ausbleiben der Kalkbänke I—IV verbunden ist (in unmittelbarer Nähe der Schieferinsel).

Profil: V. Kalk mit *Mactra cf. Bigogniana Orb.*
grober, obersarmatischer Sand 30 *m*.
Liegendes: feine, mittelsarmatische Sande.

Westlich von St. Anna sind die obersarmatischen Schichten besonders in den Gräben des Scheminberges gut aufgeschlossen. Gegen SW zur alten Strandlinie des obersarmatischen Meeres steigen die Schichten an und verlieren fortwährend an Mächtigkeit, wobei die Kalkzüge rascher als die sie umhüllenden Sande zu verschwinden pflegen.

Der westlichste Punkt, an dem die Kalkzüge in kontinuierlichem Zusammenhang sichtbar sind, befindet sich 1 *km* Ost der Ortschaft Hochstraden (genauer SO Kote 380). Überlagert, wie gewöhnlich von einem spärliche Bivalven führenden Tegel, tritt hier typischer III. Kalk auf mit Streichen ONO, Fallen NNW 14°.

Südlich der Scheminkapelle trifft man in den Weingärten ein an mehrfachen Brüchen sich offenbarendes Profil (Profil VII). Es erscheint hier bemerkenswert, daß der III. und IV. Kalk fast vollständig aneinandergerückt sind und bloß durch eine Zwischenschicht von 0·25 *m* getrennt erscheinen, eine Tatsache, welche jedenfalls mit der besprochenen Sedimentabnahme bei Annäherung an die Küste zusammenhängt.

Die Kalkbänke streichen SO—NW [1]), Fallen NO 5°.

Im Graben, der von der Scheminkapelle nach West in das Aigenbachtal hinabführt, zeichnete ich Profil VIII. Die Kalke streichen NO—SW, fallen NW (schwach).

In dem zweiten nach N folgenden, tief eingeschnittenen Grabenriß ergab sich Profil IX.

Weiter gegen Nord fortschreitend, gibt die Schlucht Ost von Kote 433 einen Aufschluß im IV. und V. Kalk, letzterer wie immer von Kalksandsteinen begleitet. Profil X.

An dem breiten Rücken, der sich von der Kuppe mit Kote 360 (Schirrenkogel N) absenkt, sind die obersarmatischen Kalkzüge in 20, teilweise noch im Abbau begriffenen Steinbrüchen, erschlossen.

Bei Gleichartigkeit der Verhältnisse mag Profil XI genügen. Die Ablagerungen zeigen Streichen O—W, Fallen N 7°.

Zwischen dem III. und IV. Kalk und unmittelbar über letzterem sammelte ich:

Cardium cf. plicatum Eichw.
„ *obsoletum Eichw.*
Tapes gregaria Partsch
Mactra vitaliana Orb. var. ponderosa (= *Mactra podolica Eichw.* bei M. Hörnes)
Potamides mitralis Eichw.
„ *disjunctus Sow.*

In einer mehrfach wiederkehrenden pflanzenführenden Schicht im Hangenden des IV. Kalk sammelte ich hier als auch bei Jamm (zirka 2 *km* NW) folgende von Herrn Direktor Glowacki bestimmte Formen:

Alnus nostrata
Fagus Feroniae
Ulnus sp.
Juglans sp.
Liquidamber sp.
Sphaeria sp.

Wenn man von der Häusergruppe bei Kote 360 gegen SO fortschreitet, so gelangt man auf der Rückenhöhe nach kaum $1^1/_2$ *km* an die hier bis über 400 *m* ansteigenden Gesteine der Schieferinsel.

Die Begehung der benachbarten Gräben ergab, daß in denselben (sie liegen bereits jenseits des Kartenrandes) über den mittelsarmatischen feinen Sanden wieder die tiefsten obersarmatischen Kalkbänke I und II auftreten. An letzteren maß ich Streichen NW—SO, Fallen NO flach.

An den ausgezeichnet erschlossenen Kalkbänken erkennt man ein bedeutendes Absinken gegen N und NO, welches die bei St. Anna am Aigen bis über 400 *m* ansteigenden Kalkbänke im Lendvatal teilweise unter die zirka 270 *m* hoch gelegene Talsohle versinken läßt.

[1]) Ein ähnliches Fallen zeigen auch die darunter auftretenden mittelsarmatischen Hangendsande. Sie haben Streichen SSO—NNW, Fallen ONO 10°.

Ganz analoge Verhältnisse zeigen die ebenfalls sehr gut erschlossenen Kalkbänke, welche in den Gräben östlich der Ortschaft Langriegl (St. Anna Nord) in mehr als 20 Brüchen zutage treten.

Profil XII zeigt die Schichtfolge im Graben, der NW Kote 397 beginnt; Profil XIII die Aufeinanderfolge in den Gräben östlich von Kote 365 (Langriegel Süd). Die Kalkbänke streichen hier konstant NW, fallen NO. Profil XIV zeigt die Verhältnisse im Graben, der von der Mitte des Ortes Langriegel nach Ost absteigt. Die Ablagerungen streichen NW. Fallen 6° NO.

Ich sammelte hier im II. Kalk:

Foraminiferen: *Peneroplis pertusus Forsk.*
Cerithium rubiginosum Eichw.
Cardium sp.
Trochus sp.

Im III. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.

Profil XV zeigt die durch zahlreiche Steinbrüche ausgezeichnet entblößte Schichtfolge im Graben NO von Langriegel.

Am IV. Kalk maß ich Streichen NS, Fallen O.

Fossilien dieses IV. Kalks:

Spirorbis spiralis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana Orb.*)
Cardium cf. plicatum Eichw.
„ *obsoletum Eichw.*
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
„ *rubiginosum Eichw.*
Buccinum duplicatum Sow.
Trochus sp.

Die gegen NO und Ost absinkende Schichtserie läßt in einem nordwärts der Ausmündung der vereinigten Gräben in das Lendvatal gelegenen Steinbruch (Westlich des Buchstaben „L“ von Lendva auf der Karte) auch den Hangendkalk V in typischer Ausbildung mit mächtigen Kalksandsteinen, konkretionären Sandsteinbänken mit Fließwülsten und mit Kalkmergeln hervortreten, in einer Höhenlage, welche anzeigt, daß er gegenüber seinem Auftreten bei St. Anna am Aigen um mehr als 120 *m* sich abgesenkt hat. Jenseits des Tales wurde bei den Häusern von Neustift (Häusergruppe in der Nordostecke der Karte) nach Aussage eines Steinbrucharbeiters eine Kalkbank (wahrscheinlich IV) bei einer Brunnenbohrung bereits uuterhalb der Talsohle angetroffen.

Profil XVI gibt die Verhältnisse im Graben östlich des Stindlwirtshauses wieder.

Im IV. Kalk und den begleitenden Schichten sammelte ich:

Cardium obsoletum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides disiunctus Sow.
„ *Hartbergensis Hilber.*

Im III. Kalk:

Foraminiferen: *Peneroplis pertusus Forsk.*
Potamides sp.

In einem Seitengraben dieser Schlucht war wieder der IV. Kalk überlagert von einem „*Potamides*“ reichen, dunkelblauen Tegel.

Profil XVII verläuft von Jamm (Häusergruppe an der Kartengrenze, an der Ausmündung des Grabens westlich des Stindlwirts) nach Süd. Die schön erschlossenen Schichten streichen NS, fallen Ost.

Von hier stammen aus dem IV. Kalk und Begleitung:

Potamides Hartbergensis Hilber.
„ *Florianus Hilb.*
„ *mitralis Eichw.*
„ *Gamlitzensis Hilb.*
„ *disjunctus Sow.*
Cardium obsoletum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.

Nach Prof. Hilber[1]) außerdem.

Potamides Peneckei Hilb.
Cardium obsoletum Eichw. var. Vindobonense Partsch
„ *Jammense Hilber*
Neritina picta Fer.

Profil XVIII zeigt die Schichtfolge im Graben „westlich“ des Stindlwirts.

Profil XIX dieselbe im Graben unmittelbar Süd von Waldra.

Letzterer dürfte den vollkommensten Aufschluß im ganzen Kartenblatt darstellen. Infolge einer Verwerfung, welche im Kalk mit schön geglättetem Harnisch sich ausprägt, scheint die Serie verdoppelt.

Profil XX stellt den in den vorigen einmündenden nördlichen Waldragraben dar.

In den Waldragräben sammelte ich:

Eisenschüssiger Sandstein über dem IV. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
„ *cf. plicatum Eichw.*
„ *Jammense Hilber.*

---

[1]) Sarmat.-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1891.

Solen subfragilis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana Orb.*)
Donax lucida Eichw.
Tapes gregaria Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Trochus cf. Poppelacki Partsch
Potamides disjunctus Sow.

Im Sande
Cardium cf. Hofmanni Hal.[1]).
Mactra aff. caspia Eichw.
Tapes gregaria Partsch.

Im IV. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
" *cf. plicatum Eichw.*
" *Jammense Hilber*
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana Orb.*)
Tapes gregaria Partsch
Modiola volhynica Eichw.
" *marginata Eichw.*
Potamides mitralis Eichw.
" *disjunctus Sow.*
" *Hartbergensis Hilb.*
Cerithium rubiginosum Eichw.
Spirorbis spiralis Eichw.

Im III. Kalk:

Peneroplis pertusus Forsk.
Cardium sp.
Helix sp.

Die Schichten in den Waldragräben zeigen Streichen NNO, Fallen OSO. Zirka 1 *km* westlich von Jamm trifft man Nord von Kote 348 die Fortsetzung der im Waldragraben sichtbaren Verwerfung an. Die Kalkbänke stoßen in Form einer gebrochenen Synklinale, im Steinbruch aufgeschlossen, aneinander, überlagert von grünem, fetten Tegel. An der Westseite dieses Bruches bemerkt man: Streichen NS, Fallen Ost, bedeutend, an der Ostseite desselben: Streichen WNW, Fallen SSW 9°.

Der nächstfolgende Graben, östlich des Gehöftes Kornschober lieferte Profil XXI.

Der Graben Steinbach Ost (Kornschober NW) bildet die Verbindung zu den Aufschlüssen jenseits des Kartenblattes in der unmittelbaren Umgebung von Gleichenberg. Profil XXII. Die Fauna ist zusammengesetzt aus:

---

[1]) Übergangsform von *C. obsoletum Eichw.* zu Cardien der pontischen Stufe.

Über dem IV. Kalk:

Buccinum duplicatum Sow.
Cardium obsoletum Eichw.
Potamides Gamlitzensis Hilb.
„ *mitralis Eichw.*
„ *Peneckei Hilb.*
Cerithium rubiginosum Eichw.

Unter dem IV. Kalk:

Modiola cf. Letochae Hörn.
Cardium sp.

Die *Potamides*-Formen erreichen hier eine ganz besondere Größe. Bezeichnend ist das Vorkommen der *Modiola Letochae*, einer äußerst dünnschaligen Form, deren perlmutterglänzende Schälchen bloß in dem feinen Schieferton erhalten bleiben konnten. *Modiola Letochae* scheint in der tonigen Fazies die wie es scheint mittel- (und untersarmatische) *Modiola marginata* zu vertreten.

Das Profil der „Teufelsmühle", welches durch den in das Hochstradenmassiv tief einschneidenden Graben gegeben wird, ist durch die klare Auflagerung der obersarmatischen Bildungen, Congerienschichten, Basalte und Tuffe von Wichtigkeit[1]).

Profil XXIII zeigt den allmählichen Übergang der obersarmatischen in die Congerienschichten, zwischen denen eine Diskordanz nicht nachweisbar ist.

Tiefer unten im II. Kalk fand ich *Cardium obsoletum.* In einer im Liegenden auftretenden Tegelschicht: *Potamides mitralis*, *Neritina Grateloupana Fer.* In den sandigen Schiefertonen 10 *m* unterhalb der Congerienschichten: *Potamides mitralis*, *Cardium sp.*

Zum Schluß gelange ich zur Besprechung des am Südabfall des Hochstradenmassivs (Nord von Gießelsdorf und SO des Ortes Hochstraden) gelegenen Profils des „Höllischgraben", der beim Meierhof am Plateau des Stradner Kogels seinen Anfang nimmt. Die Ausbildung der Schichten zeigt eine merkliche Abweichung vom gewohnten Typus, die durch eine fremdartige Ausbildung der Kalke (Fehlen der Oolithstruktur) charakterisiert ist. Der Kalk ist hauptsächlich aus Steinkernen und Hohldrücken von *Cardium obsoletum* und *Tapes gregaria* mit *Trochus* aufgebaut. Foraminiferen führende Lagen treten im Liegenden auf.

Nach Lagerung und Beschaffenheit dürfte er vielleicht den mittelsarmatischen Schichten entsprechen. Die im Hangenden auftretenden Mergel besitzen eine Einlagerung eines blaugrauen, festen Mergels, von rostroten verwitternden Röhrchen durchsetzt, die jedenfalls pflanzlicher Tätigkeit ihre Entstehung verdanken. Unmittelbar darüber fanden sich Reste von Schilfpflanzen. Außerdem enthielt dieser Mergel Blattreste und *Planorbis sp.*

All dies, die wasserpflanzenführenden Mergel, das Auftreten von Süßwassermollusken, die sichtbare Korrosion an den Sandbänken im

---

[1]) Das Profil der vulkanischen Bildungen siehe auf pag. 469.

Liegenden des Kalks [1]), die mannigfachen Tegel und Mergeleinschlüsse in denselben sowie ihre Schichtung und gröberes Korn deuten darauf hin, daß man es mit einer ganz seichten Bildung des sarmatischen Meeres zu tun hat.

Profil XXIV. Die Streichungsmessungen ergaben: Streichen SO, Fallen NO 5°, Streichen O—W, Fallen N 25°, Streichen O—W, Fallen N 5°.

Im Liegenden des Kalkes treten zirka 15 *m* mächtige Sande, deren Bildung in sehr bewegtem Wasser erfolgt sein muß, und darunter fossilreiche grüne Tegel auf, welch erstere schon dem Untersarmat angehören dürften.

Im Höllischgraben fanden sich folgende Formen:

1. In der liegenden Tegelschicht [2]) (untersarmatisch?):

Modiola marginata Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
Mactra vitaliana Orb. cf. var. deltoides
(= *Mactra podolica Eichw. var.*)
Syndesmia reflexa Eichw.
Cerithium cf. Comperei Orb.
Potamides mitralis Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
Murex sublavatus Bast.
Hydrobia ventrosa Montf.

2. Im Sande im Liegenden des Kalkes:

Cardium obsoletum Eichw.
„ *cf. plicatum Eichw.*
Mactra vitaliana Orb. var. (= *Mactra podolica Eichw.*)
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides disjunctus Sow.
Modiola volhynica Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
Trochus sp.

Untere Kalklage:

Peneroplis pertusus Forsk
Tapes gregaria Partsch
Modiola volhynica Eichw.
Cardium sp.

[1]) Eine 30 *cm* mächtige Sandsteinbank schneidet vollständig ab.

[2]) Nach Fauna und Fazies dürfte diese „liegende Tegelschicht" den untersarmatischen Schichten angehören. Auf der Karte wurden die Schichten als Basalbildungen der obersarmatischen Stufe ausgeschieden. Es dürfte indessen richtiger sein, wie ich mich durch neuerlichen Besuch der Örtlichkeit und an reicherem Fossilmaterial überzeugte, die liegende Tegelschicht noch als untersarmatisch, die hangenden Sande und Kalke als mittelsarmatisch zu betrachten.

Obere Kalklage:

Cardium obsoletum Eichw.
Cardium cf. plicatum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Modiola volhynica Eichw.
Mactra vitaliana Orb. (= *Mactra podolica Eichw.* bei M. Hörnes)
Trochus cf. quadristriatus Orb.
Buccinum duplicatum Sow.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium cf. rubiginosum Eichw.

Hangende Mergel:

Mactra vitaliana Orb. var. ponderosa (= *Mactra podolica Eichwald*
Tapes gregaria Partsch
Bulla sp.
Schilfreste: *Typha latissima Al. Br.*
Blattrest: Unbestimmbar.
Planorbis sp.

Die an der Westseite des Hochstradenzuges auftretenden obersarmatischen Bildungen zeigen derart schlechte Aufschlußverhältnisse, daß ich deren Beschreibung übergehe, zumal das wesentliche aus den Angaben der Karte ersichtlich ist.

Schließlich besitze ich aus der Gegend von St. Anna ein Kalkstück mit *Mactra vitaliana Orb. var. Fabreana.* (? V. Kalk.)

Fauna der obersarmatischen Schichten[1]):

Cardium cf. plicatum Eichw.
* *Cardium Jammense Hilber*
Cardium obsoletum Eichwald.
Cardium ohsoletum var. Vindobonense Partsch.
Mactra vitaliana Orb. var. ponderosa Eichw. = *var. Fabreana Orb.* (= *Mactra podolica Eichwald var.*)
Tapes gregaria Partsch.
Modiola volhynica Eichw.
* *Modiola cf. Letochae Hörnes*
* *Modiola marginata Eichw.*
* *Solen subfragilis Eichw.*
* *Donax lucida Eichw.*
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
Potamides Florianus[2]) *Hilber*

[1]) Die mit * bezeichneten Formen sind selten. Die gesperrten fand ich bisher „bloß“ in obersarmatischen Schichten.

[2]) *Potam. Florianus* und *mitralis* lassen sich schwer unterscheiden.

**Potamides Peneckei Hilber*
**Potamides Hartbergensis Hilb.*
Potamides disjunctus Sow.
**Potamides Gamlitzensis Hilber*
Buccinum duplicatum Sow.
**Murex sublavatus Bast.*
**Trochus Poppelacki Partsch*
Trochus pictus Eichw.
Bulla Lajonkaireana Bast.
**Neritina Grateloupana Fér.*
Neritina picta Fr.
Mactra cf. caspia Eichw.?
Mactra cf. Bigogniana Orb.?
Hydrobia sp.
Helix cf. impressa Sandb.
Limnaea cf. ovata
Planorbis sp.

Foraminifera:

Peneroplis pertusus Forsh.
Milioliden und andere Foraminiferen
Spirorbis spiralis Eichw.

Flora:

Alnus nostrata
Fagus Feroniae
Ulnus sp.
Juglans sp.
Liquidamber sp.
Sphaeria sp.

Die Fauna und Flora der „Sarmatischen Stufe“ ergibt sich aus der Zusammenstellung der Tabellen der drei Unterstufen[1]). Sie besitzt außer den für die obersarmatischen Schichten bezeichnenden Formen noch folgende Fossilien:

Cardium protractum Eichw.
Cardium n. sp.
Cardium cf. Barboti R. H.
Cardium cf. Loveni Nordm.
Ervilia podolica Eichw.
Syndesmia reflexa Eichw.
Ostrea crassissima Schlot. var. sarmatica Fuchs
Bulla truncata Ad.
Cerithium cf. Comperei Orb.
Hydrobia cf. stagnalis
Hydrobia ventrosa Mont.
Fragilia cf. fragilis Linné.

[1]) Es sei schon hier bemerkt, daß ich die faunistischen Unterschiede derselben nur zum Teil auf zeitliche Verschiedenheit zurückführe. Insbesondere das Fehlen der Cerithien in der mittleren Stufe hat sicherlich nur lokal fazielle Ursachen.

C. Pliocän.

Pliocäne, teils sedimentäre, teils vulkanische Bildungen, sind die jüngsten Schichten, die sich noch am Aufbau der Landschaft beteiligen.

I. Untere Congerienschichten.

Congerienschichten bedecken nur ein sehr geringes Areal des Kartenblattes, indem sie lediglich am Nordabfall des Hochstradenberges zutage treten. Ihr Fehlen südwärts hängt ebenso wie das der obersarmatischen Schichten mit dem Verlauf der alten Küstenlinie zusammen, welcher nun gegenüber der des obersarmatischen Meeres eine weitere Einengung erfahren hat.

Profile durch die Congerienschichten sind bloß an drei durch Fossilien belegten Fundpunkten vorhanden.

1. In der Teufelsmühle (siehe Profil XXIII der obersarmatischen Schichten). Man erkennt hier die konkordante Überlagerung der Congerienschichten über die obersarmatischen Bildungen, welch letztere wenige Meter darunter eine fossilführende Lage besitzen.

Die grünen Tegelmergelbänke der pontischen Schichten zeigen jedoch durch ihren von dem sarmatischen Sediment abweichenden Charakter deutlich den Einfluß einer Änderung in den Bildungsumständen.

Ich fand hier:

Congeria ornithopsis Brus.
Cardium sp.
Ostracoden.

Die Mächtigkeit ist hier sehr gering. Jedoch würde man fehlgehen, dies der mangelnden Sedimentation zuzuschreiben. Denn in dem kaum 300 *m* entfernten, nächsten Graben beträgt die Mächtigkeit fast das Fünffache.

Profil: Hangendbasalt mit sehr geringer Tuffunterlage
10 *m* brauner Sand
5 „ grüner Sand
15 „ Congerientegel mit *Cong. ornithopsis.*

Die Ursache hierfür liegt darin, daß der überlagernde Basalttuff in der Teufelsmühle den Anschnitt einer flach in die Tiefe sich absenkenden Kraterfüllung darstellt (siehe Profilskizze Figur 4). Der Tuff kam also in einer explosiv geschaffenen Vertiefung des Bodens zum Absatz. Die Richtigkeit dessen erkennt man in der Teufelsmühle, in dem hier der Tuff um zirka 2 *m* tiefer hinabgreift als der seitlich angrenzende Congerientegel.

2. Das Profil oberhalb Waldra gibt folgendes an:

Hangendes: Basalt,
pliozäner Schotter (erst weiter nördlich sichtbar),
brauner eisenschüssiger Sand,
Congerientegel mit *Congeria ornithopsis* und Cardien.
Liegendes: hangendste obersarmatische Mergel,
Schiefertone und Sandsteinbänke.

Nach der geringen Mächtigkeit dieses Tegels und Sandniveaus, welche sich auch mit weiterer Entfernung von der Küstenlinie nicht allzusehr zu vergrößern scheint, nach der engen Verknüpfung mit den oberen sarmatischen Schichten und nach den Resultaten der Begehung in den angrenzenden Gebieten, verweise ich diese Congerienschichten in die unterste Abteilung der pontischen Stufe [1]), womit auch das Auftreten von *C. ornithopsis* übereinstimmt.

2. Älterer pontischer Schotter.

Die stratigraphische Stellung der im südlichen Teil des Hochstradenzugs auftretenden fluviatilen Schotter, hat schon Anlaß zur Diskussion gegeben [2]). Mehrere neueröffnete Aufschlüsse, insbesondere bei Anlage eines Weges an der Westseite des Hopfenberges, ferner Schottergruben am Rosenberg und anderen Punkten, ließen die Stursche Annahme, daß der Schotter unter dem Basalt liege, als richtig erkennen [3]).

Über das Alter dieser Schotter ein Urteil zu fällen, ist insofern zulässig, als sie einerseits sich jünger als die mittelsarmatischen Schichten, denen sie im südlichen Teil des Hochstradenzuges auflagern, anderseits älter als die Basaltdecke des Hochstraden erwiesen haben. Da letztere ihrem Alter nach noch der unteren Abteilung [4]) der pontischen Stufe entspricht, so würde sich der Zeitraum der „obersarmatischen" und „unteren Congerienschichten" für die Schotterbildung ergeben. Indessen mag ihre Ablagerung im Bereich des Klöchermassivs, wo sie zu größerer Mächtigkeit anschwellen, länger angedauert haben.

In den folgenden Zeilen werden sich genauere Anhaltspunkte nachweisen lassen.

Im Klöcher Gebiet treffen wir die Schotter allseits die basalen Tuffe umrandend und nur dort aussetzend, wo der anormale Kontakt eines Kraterrandes vorhanden ist.

Sie erscheinen mächtig ausgebildet am Rückenabfall östlich von Klöch im Liegenden der Tuffe des Hohenwart. In den tieferen Lagen sind bis fast kopfgroße Gerölle vorhanden, die stark eisenschüssig verfärbt sind. Im Hangenden erscheinen sie, in einer Grube unmittelbar unter dem Tuff aufgeschlossen, weniger grob und besitzen eine schmale Einschaltung von Aschentuff, anzeigend, daß die vulkanische Tätigkeit zur Bildungszeit der Schotter bereits ihren Anfang genommen hat.

Im Hohenwartzuge lassen sich weiterhin die Schotter kontinuierlich im Liegenden der Tuffbänke verfolgen und sind an der Straße (in den Weingärten) letztere unterlagernd, sichtbar.

---

[1]) Es sei in dieser Arbeit nur hervorgehoben, daß außerhalb des kartierten Gebietes „über" den Congerientegeln, Schottern und Basalten (Tuffen) „Sande" lagern, welche die Fauna der „höheren" Congerienschichten des Wiener Beckens (= nach Halavats Hangendhorizont der „unter"pontischen Stufe Ungarns) enthalten.

[2]) Siehe pag. 417 und 429.

[3]) Dort, wo der Schotter scheinbar über dem Basalt liegt (Neusetz), zieht eine Verwerfung durch.

[4]) Einteilung nach Halavats und Vitalis. (Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonseegebietes etc.)

An dem Fahrweg, der SW von Haseldorf von der Straße am Hohenwartrücken abzweigt, treten wieder die fluviatilen Gerölle im Liegenden der Tuffe hervor.

Ich will noch hinzufügen, daß an der Nordseite des Kindbergkogels jedenfalls gleichaltrige Schotter in gestörter Lagerung an der Basis des Kraters auftreten und daß östlich von Dernek (Tischen südlich) Schotterbänke im Liegenden der Tuffe mehrfach aufgeschlossen sind.

Schließlich verdient eine beobachtete Wechsellagerung von Tuff und Schotter Erwähnung, welche südlich von Jörgen an dem Karrenweg auf den Zamberg sichtbar ist. In den basalen Teilen der Tuffe ist eine Einlagerung von Schotter kenntlich. Deren unveränderter Zustand [1]) und schichtartiges Auftreten weist auf eine primäre Lagerung hin.

Der Beginn der Eruptionen fällt in die Schotterbildungsepoche.

Versteinerungen gelang es mir im Schotter nirgends aufzufinden. Wohl aber erwähnt Peters [2]), daß von Klöch ein Dinotheriumzahn herrühre, der höchstwahrscheinlich dem Schotter entstammt.

Fig. 2.



Noch ein Beweis für das höhere Alter dieser Schotter gegenüber den Tuffen des Klöcher Massivs mag beigefügt werden. Man trifft in den letzteren häufig grobe Gerölle als sekundäre, bei der Eruption mitgerissene Einschlüsse, welche unmöglich aus älteren Schichten stammen können, dagegen die charakteristische Größe und Beschaffenheit der pontischen Schottergerölle besitzen, so daß über ihre Herkunft kein Zweifel bestehen kann.

Der Hochstradenzug zeigt deutliche Aufschlüsse in den Schottern. SW von Größing (nördlich Kote 415) erscheinen sie an einem neuangelegten Wege von einer mächtigen Basaltdecke überlagert und im Kontakt mit derselben verändert. Die Lehme und Sande sind rotgebrannt, die Gerölle besitzen einen rostbraunen Überzug. (Figur 2.) Man erkennt ferner, daß die Schotter einem denudierten, unebenen Relief eingelagert sind und daß die Basaltdecke wieder eine hügelige, gewellte Fläche überdeckt hat (Figur 2).

Am Südrande der auslaufenden Basaltplatte von Größing treten unter derselben wieder im Kontakt rotgebrannte fluviatile Lehme und Schotter zutage.

Auch die isolierte Basaltpartie beim Strandler (Größing Süd) erscheint einer Schotterfläche aufgesetzt.

---

[1]) Die mitgerissenen Gerölle in den Tuffen sind meist gerötet, an den Kanten gebrochen und stellenweise vollständig vergriest.

[2]) Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1871.

Wandert man am Hochstradenzug nach Nord, so findet man am Rosenberg Spuren der Schotterbildung, welche als dünne Schicht oder als vereinzelte Gerölle zwischen die mittelsarmatischen Schichten und die Basaltdecke eingeschaltet sind.

Bei weiterer genauer Verfolgung des Schotterhorizonts kann man die Bemerkung machen, daß derselbe unter der Basaltdecke des eigentlichen Hochstradner Massivs nicht vollständig verschwindet, sondern bloß an Mächtigkeit abnimmt und lokal aussetzt.

Während am Hopfenberg noch stellenweise mächtigere Partien vorhanden sind trifft man am Rosenberg bloß wenige Geröllagen. Im Graben, der vom Orte Hochstraden gegen das Aigenbachtal hinabführt, trifft man wieder vereinzelte Schottergerölle. Ebenso scheinen die auf den Terrassen verbreiteten, wohl altdiluvialen Schotter, welche bis faustgroße Gerölle enthalten, unbedingt auf einen Schotter hinzudeuten, der unter der Basaltdecke des Hochstradenberges hinzieht.

Infolge der schlechten Aufschlüsse, besonders der Überrollung durch die Basaltschutthalde, treten sie selten zutage.

Von großer Wichtigkeit ist es, daß an der isolierten Basaltpartie NW von Waldra im Liegenden des Basalts und im Hangenden der Congerienschichten ebenfalls eine Flußschotterpartie nachzuweisen war (siehe Karte).

Es ergibt sich daraus, daß der Basalt des Hochstraden dem Congerientegel (resp. den ober- und mittelsarmatischen Schichten) nicht unmittelbar anfruht, sondern von diesem durch eine zeitliche Intermittenz mit lokaler Schotterbildung getrennt ist, eine Tatsache, die nicht nur für das Hochstradenmassiv, sondern auch für das Klöcher Gebiet und noch weitere Regionen Gültigkeit hat.

Es läßt sich der Schluß ableiten, daß der (pontische) Schotter wenigstens teilweise jünger als die untersten Kongerienschichten ist. Daß er in der Süd angrenzenden Region, welche zur obersarmatischen Zeit und in den untersten Congerienschichten eine Festlandregion darstellte, auch teilweise in ein etwas höheres Alter hinaufreichen mag, wäre im vorhinein nicht auszuschließen.

Da der Schotter jedoch dort (siehe Figur 2) einem Denudationsrelief eingelagert ist, wodurch stellenweise der Hangendsandhorizont der mittelsarmatischen Schichten abgetragen erscheint (siehe Karte), so dürfte nach Ablagerung des Mittelsarmatikums eine intensive Abtragung der neugebildeten Festlandregion stattgefunden haben. (Obersarmatische Stufe und unterste Congerienstufe.)

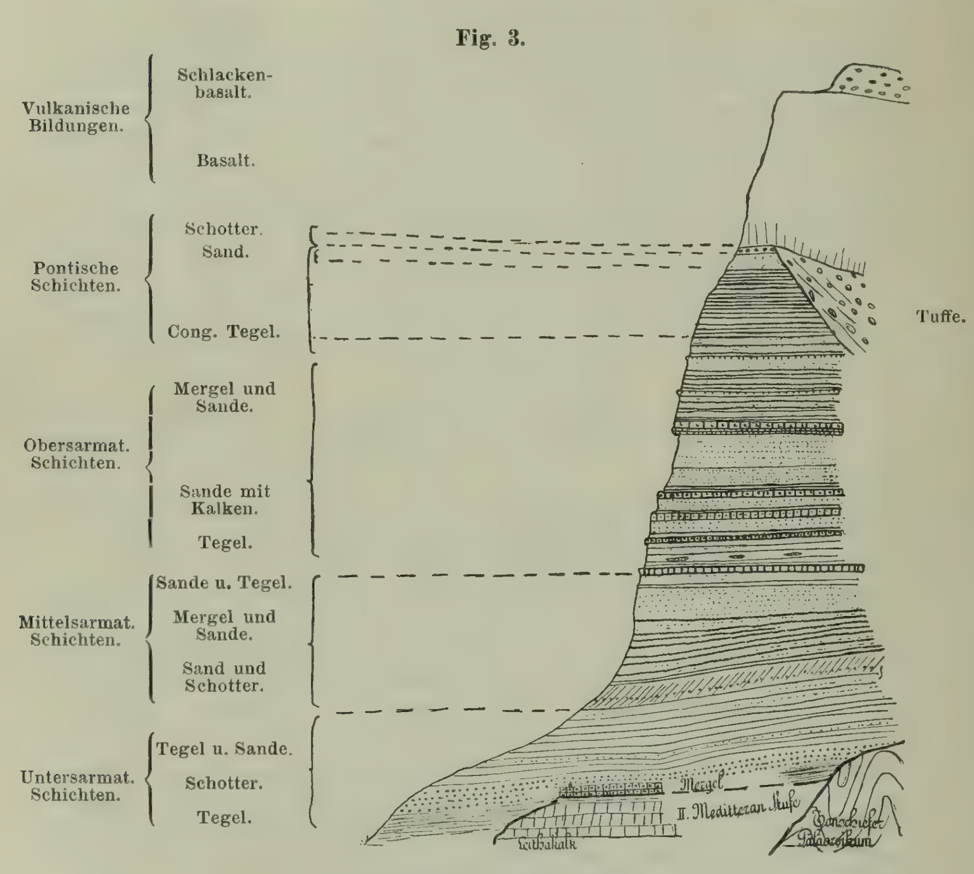
Hauptsächlich erst in einer nachfolgenden Zeit kam es sodann zur Ablagerung fluviatiler Sedimente.

Weil eine einheitliche Schotterbildung doch vielleicht besser als zeitlich einheitliche Bildung betrachtet wird, möchte ich im großen und ganzen eine spätsarmatische (und altpontische) Abtragung und eine darauffolgende, noch innerhalb der unteren Congerienschichten eingetretene, fluviatile Aufschüttung annehmen, welche bereits die untersten pontischen Sedimente überdeckte und ihrerseits wieder von Basaltdecken überlagert wird.

3. und 4. Basalttuffe und Basalte.

Da die Stratigraphie der vulkanischen Schichten mit ihrer Tektonik innig zusammenhängt, mag es vorerst genügen, darauf hinzuweisen, daß im Eruptivgebiet von Klöch allseits der Basalt von Tuff unterlagert wird. Die Radialspalte bei Pichla ausgenommen, ist mir dort kein Punkt, bekannt, an dem der Basalt unmittelbar mit tertiären Sedimenten in Berührung treten würde [1]). Es ergibt sich hieraus, daß im allgemeinen die Tuffe die älteren, die Basalte die jüngeren Bildungen darstellen, wie es ja auch Prof. Sigmund bei Schilderung seines „basalen Tuffrings" zum Ausdruck gebracht hat.

Fig. 3.



Idealprofil der Schichtfolge.

An dem Kontakt zwischen Tuff und Hangendbasalt stellt sich meist eine mehrere Meter mächtige Zone ein, in welcher die Tuffe durch die darüberfließende Basaltmasse rotgebrannt sind. Am schönsten ist diese Erscheinung wohl am Zamberg (Klöch W) sichtbar, wo dieses

[1]) Vielleicht außerdem noch am Seindlkrater bei Klöch.

rote Band kontinuierlich aufgeschlossen, in zahlreichen Steinbrüchen im Liegenden des Basalts sichtbar wird.

In den dichten Jungwäldern, welche sich südwärts des Kindbergkogel ausbreiten, gelang es mir an einer Stelle (im sogenannten Kreidegraben, gerade bei Buchstabe „s“ von Kindsbergkogel), im Liegenden der von oben her sich absenkenden Basaltdecke den rotgebrannten Tuff aufzufinden [1]).

Als jüngste Gebilde treten überall über den mächtigen Basaltmassen Schlackenströme ein, welche insbesondere den oberen Teil des Seindlberges aufbauen. Auf Grund genauer Beobachtungen ergab sich, daß dieselben eine bedeutende Mächtigkeit (bis über 50 *m*) besitzen [2]) und daß sie jüngeren, schlackig erstarrten, basaltischen Nachschüben entsprechen, die mit ihren stellenweisen Einlagerungen festen Basalts ein allmähliches Abflauen der vulkanischen Förderung gegen Schluß der Eruptionsepoche darstellen.

Die Basis und das Hangende der Lavamassen zeigen ebenfalls, wie Sigmund nachwies, einen porösen, schlackigen Habitus, ob sie nun dem liegenden Tuff oder einer älteren Basaltmasse aufruhen. (Taf. XVI, Profil I und Taf. XVIII, Profil X.)

Das Hochstradenmassiv besitzt einen einfacheren Aufbau. Basale Tuffbildungen fehlen in der ganzen Erstreckung desselben. Vulkanische Explosiva treten überhaupt nur in dem als Teufelsmühle bezeichneten Graben östlich des Gipfels und beim Ort Hochstraden zutage. Sie stellen hier die Ausfüllung „eines Kraterbeckens“ dar. Überlagert werden sie von der mächtigen Basaltdecke und erscheinen auch hier im Kontakt rotgebrannt [3]).

Hangendschlacken treten nur auf der Kuppe des Hochstradner Kogels zutage und stellen wohl die jüngsten teils schlackig, teils fladenlavaartig erstarrten Nachschübe dar. (Textfigur 3 und Taf. XVII, Profil IV.)

D. Quartär.

I. Diluvium.

Da das Diluvium in dem Aufnahmegebiet wenig Interesse bietet, so verweise ich nur auf die in der Karte verzeichneten Aufschlüsse. Die Verbreitung des Diluviums fällt hauptsächlich in das breite Sulzbachtal und den dahin abdachenden Rücken des Hochstradenzuges, der von einem etwa 1 *km* breiten Saum diluvialer Ablagerungen bedeckt ist. Nach Süden schwillt dieser zu beinahe 2 *km* Breite an und bildet die Hügelkette, welche die Gehöfte Neustift und Listenberg (Laasen NW) trägt. Das Diluvium reicht hier bis über 300 *m* hinan. Die übrigen diluvialen Ablagerungen weisen wenig Zusammenhang auf und es erleidet ihre genaue Abgrenzung oft Schwierigkeiten. Diese isolierten Diluvialschotter, welche sich im Aigenbachtal nach Nord bis in die Gegend von St. Anna hinausziehen, weisen darauf hin, daß unter der Basaltdecke des Hochstradens größere Reste pontischer

[1]) An dieser Stelle konnte also die Grenze zwischen Basalt und Tuff genau festgelegt werden.

[2]) Prof. Sigmund faßte sie bloß als oberflächlichen Schlackenhut auf.

[3]) Siehe pag. 425.

Schotter enthalten sein müssen, heute durch Überrollung der Basaltschutthalde nur an wenigen Stellen sichtbar. Aus diesen müssen die diluvialen Wässer die groben Schottergerölle ausgewaschen haben.

2. Alluvium.

Abgesehen von den Fluß- und Bachanschwemmungen treten im Bereiche der Karte mächtige Alluvialsedimente organogener Natur in der Gegend von St. Anna auf.

Es sind dies die sehr verbreiteten Kalktuffe, welche überall dort anzutreffen sind, wo die Kalkbänder der obersarmatischen Schichten in den tief eingeschnittenen Gräben zutage treten und infolge ihrer größeren Härte kleine Stufen mit Wasserfällen bilden. Dort erscheinen die Wände der Gräben überzogen mit einer oft mehrere Meter mächtigen Umkleidung von Kalktuff, der stellenweise prächtige Kaskaden bildet.

Der Kalktuff geht aus der Überkrustung der am Boden wuchernden Moose hervor und läßt deren Struktur gut erkennen

Als Beimengung finden sich allerorts schönerhaltene Buchen blätter. An manchen Stellen läßt sich ganz deutlich der Übergang des noch lebenden Mooses in das übersinterte erkennen.

An einigen Punkten in der Umgebung von Tischen finden sich Spuren prähistorischer (oder altrömischer) Grabstätten. Im Orte Tischen wurde bei meiner Anwesenheit ein Steingrab[1]) mit vollkommen erhaltenen Urnen, Aschen und Glasresten geöffnet. Im Walde zwischen Tischen und Größing finden sich zahlreiche Tumuli, welche Urnen und Aschenreste bergen, als Zeugen eines großen Gräberfelds.

2. Kapitel.

Lokale Tektonik.

I. Vulkantektonik.

A. Hochstradenzug.

Im stratigraphischen Teile habe ich ausgeführt, daß die vulkanischen Bildungen des Hochstraden zum größten Teil aus einer wenig unterbrochenen Basaltdecke bestehen, die spätere tektonische Bewegungen zerstückelten. Die Aufnahme hat die Verbreitung der Basaltmassen gegenüber der bisherigen Darstellung beträchtlich vermehrt, den Zusammenhang der Basalte aus der Gegend von Waldra mit denen des Ortes und Gipfels vom Hochstraden dargetan. Ebenso wurden die isolierten Basaltpartien zwischen Rosenberg, Größing und Unter Laasen genauer abgegrenzt und beträchtlich vermehrt sowie der stellenweise Zusammenhang der Basaltreste erkannt[2]). War schon durch die Einheitlichkeit des Gesteins[3]) der innige Zusammenhang der südlichen Bildungen mit denen des Hochstradenberges gegeben,

---

[1]) Sie befinden sich im Besitz von Herrn Oberlehrer Kolleritsch in Tischen.

[2]) Professor Sigmund vermutete bereits den Zusammenhang.

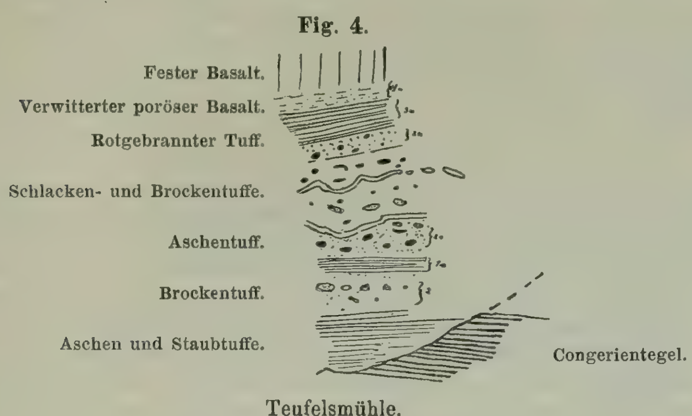
[3]) Siehe pag. 424 und 419.

so wurde er durch die fast kontinuierliche Verfolgung der Basalte bis in die Gegend von Laasen noch erhärtet.

Es läßt sich daher wohl mit Sicherheit aussprechen, daß der ganze Hochstradenzug mit seinen Anhängseln und Ausläufern nichts anderes als den Rest einer einheitlichen, mächtigen Basaltdecke darstellt.

Beweise für die Deutung als selbständige Quellkuppen lassen sich nirgends aufbringen. Der an zahlreichen Punkten sichtbare Kontakt des Basalts mit dem Liegenden, der eine normale Überlagerung auf pontische Schotter aufweist, das gleichmäßige Niveau, das im allgemeinen die Basaltmassen einnehmen, die Struktur derselben und ihre Klüftungsformen, die durchweg einer strömenden und nicht einer quelligen Masse entsprechen, schließen eine solche Annahme aus. Auch der vollständige Mangel an Tuffen im ganzen Zuge (mit Ausnahme der Kraterregion) stimmen mit dem Deckencharakter überein. Daß aber die Basalte des Hochstradenrückens nicht die Gestalt eines

Fig. 4.



Teufelsmühle.

eine flache Rinne ausfüllenden Lavastroms besessen haben, sondern von breiter Ausdehnung waren, zeigen die von mir aufgefundenen Basaltdeckenreste am Gipfel des Sandberges (zwischen Klapping und Größing siehe Karte), welche dortselbst in drei isolierten Vorkommen als normale Überlagerung auf pliozänem, fluviatilem Lehm anzutreffen sind.

Die Lavamassen haben also nach diesen „Zeugen“ zu schließen mindestens eine Breite von 3 *km* besessen (Taf. XVI, Profil I). Wie erwähnt treten im Bereiche des Hochstraden nur an zwei Stellen im Norden unter den Basalten Schlacken und Tuffmassen hervor. Die besser erschlossene Partie befindet sich im Teufelsmühlgraben NO des Hochstradengipfels. Sie zeigt, daß die Schlacken und Tuffe nicht als normale Überlagerung des Congerientegels auftreten, sondern diesem in einer wohl explosiv geschaffenen Vertiefung angelagert sind[1]). Man hat es meiner Meinung nach hier mit einem Anschnitt eines Tuffbeckens zu tun, das mit Schlackenbänken, Brockentuffen und Lapillituffen mit unter-

[1]) Siehe pag. 462 und Profilskizze Figur 4.

geordnetem Aschenlager erfüllt ist. Bergwärts sinken die Massen gegen das Zentrum des Beckens in die Tiefe, im Kontakt mit den überlagernden Basalten rotgebrannt[1]).

Die Verbreitung dieser Schlacken und Tuffe ist nur ganz lokal. Denn schon im nächsten, zirka 300 *m* Ost gelegenen Graben fehlen sie fast vollständig, woselbst der Congerientegel beinahe unmittelbar vom Basalt überlagert wird. Nach Westen hin lassen sie sich zirka 500 *m* weit verfolgen, brechen jedoch dann plötzlich ab, ohne an der Westseite des Hochstradenberges, noch in den Aufschlüssen bei Waldra, noch S und SO der Ortschaft Hochstraden unter dem Basalt hervorzutreten[2]).

Diese geringe Verbreitung von Auswurfsmaterial am Stradnerkogel zeigt, daß die explosive Tätigkeit sich nur ganz lokal entwickelt hat und daß deren Bildungen bloß die breiten Schlote und Kraterbecken ausfüllen.

Ein oberflächlicher Aufschüttungskegel hat sich wohl niemals am Hochstraden erhoben; denn der ersten, ein Kraterbecken erzeugenden Phase folgte der ungehemmte Austritt mächtiger Lavamassen nach, deren Material einen Raum von vielen Quadratkilometern bedeckte. Indessen dürfte als Ausflußpunkt der Hauptmasse dieser Deckenbasalte eher die noch zu erwähnende Spalte von Risola in Betracht kommen.

Ob nun das Schlackentuffvorkommen im Orte „Hochstraden“ den Gegenflügel zum Tuff der „Teufelsmühle“ bildet und so den Krater gegen SO begrenzt, oder, was mir unwahrscheinlicher erschiene, ob es sich hier um eine selbständige Kraterfüllung handelt, läßt sich infolge mangelnder Aufschlüsse nicht entscheiden.

Als Ausnahmen von diesem einfachen Bau, der das Hochstradenmassiv charakterisiert, treten drei Vorkommen hervor.

1. Eine spaltförmige Basaltmasse, südlich des Ortes Hochstraden, die im Tertiär aufsitzt und soweit kenntlich, mit saigerem Kontakt an letzteres angrenzt.

2. Die mehr als kilometerlange aufgefundene Basaltmasse, welche am Rücken zwischen Plesch und Klapping (St. Anna SW) auftritt. Sie ist sehr schlecht aufgeschlossen. (Bruch an der Ostseite und verlassener Steinbruch im absteigenden Ausläufer im Westen.) Soweit sich aus der genau durchgeführten Verfolgung der Lesestücke und Bodenbedeckung nähere Anhaltspunkte gewinnen ließen, ergab sich das auf der Karte dargestellte Bild, welches nach dem Herabziehen der Basaltmassen, zwischen den die Höhe einnehmenden sarmatischen Schichten ganz den Eindruck einer mächtigen Spaltausfüllung macht. (Taf. XVI, Profil I.)

Es scheint also das Gebiet von einer fast 200 *m* mächtigen, zirka NS streichenden vulkanischen Spalte durchsetzt zu sein, die gegen Nord sich zerteilt und annähernd senkrecht darauf schmale Seitenäste gegen WNW entsendet hat. Im Kontakt rotgebrannte Tertiärschichten

---

[1]) Siehe pag. 425.

[2]) An letzterem Punkt in dem sogenannten „Höllischgraben“ zeigen sich die obersarmatischen Mergel im Liegenden des Basalts von Harnischen und Gleitflächen durchzogen, welche wohl mit einer Bewegung der Massen bei der explosiven Bildung des „Hochstradner“ Tuffbeckens zusammenhängen.

sind an diesen seitlichen Abzweigungen an mehreren Punkten beobachtet worden. Aus der folgenden Schilderung der Bruchtektonik wird sich ergeben, daß das Auftreten dieser Vulkanspalte mit einer Region sehr starker Zertrümmerung des Gebirges annähernd zusammenfällt[1]). (Tafel XVII, Profil V u. VI und Tafel XVIII, Profil VII.)

3. Nördlich der Ortschaft Größing befindet sich an der isolierten Waldparzelle ein kleines getrenntes Basaltvorkommen, das gegenüber den benachbarten Decken eine tiefere Lage aufweist. Seiner makroskopischen Beschaffenheit nach ist es sehr homogen und sticht von den Deckenbasalten des Hochstraden merkwürdig ab.

An der Oberfläche liegen Platten von fast unverwittertem, klingendem, hartem Basalt herum, Gesteine, wie sie mir nur aus den Radialspalten des Kindbergkraters bekannt sind.

Aus diesen Gründen und wegen seiner Tiefenlage halte ich diesen Basalt für einen vereinzelten Durchbruch eruptiven Magmas, für einen bloßgelegten Stiel.

Es erscheint nun sehr interessant, daß derselbe an dem Kreuzungspunkt zweier Verwerfungen liegt. Wahrscheinlich hat das gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs aufdringende Magma (siehe später) auch an dieser geschwächten Stelle der Erdkruste seinen Ausweg genommen.

B. Klöcher Massiv.

Viel interessanter und wechselvoller sind die vulkantektonischen Erscheinungen im Klöcher Massiv. Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt wurde, bilden Tuffe die stete Unterlage der Basaltmassen. Die basalen Auswurfsprodukte, welche mit Ausnahme von zwei Unterbrechungen (im Norden am Kindbergkogel zwischen Tischen und Pichla, im Süden zwischen Klöch und Klöchberg) das Eruptivgebiet umsäumen, erwiesen sich als Denudationsreste einer mächtigen, sehr schön geschichteten Tuffdecke. Es sind die feineren Aschen und Staubteilchen, welche hier gesaigert als vulkanischer Staub, Asche oder Lapilli niederfielen. Die Schichtung ist derart fein und schön gebändert wie bei einem normalen Sediment. Es wechselt eben entsprechend der rythmischen Zu- und Abnahme der vulkanischen Tätigkeit gröberes und feineres Material miteinander ab. Auch bei jeder einzelnen Eruption setzten zunächst die gröberen Lapilli und Aschen sich zu Boden, während die feinen Staubpartikelchen länger von der Atmosphäre getragen wurden. Stellenweise erscheinen die feinen Staubtuffe mit schönen Rippelmarkfurchen versehen, welche andeuten, daß der Wind über die vulkanischen Staubmassen hinfegend, in denselben die Spuren seiner Wirksamkeit hinterlassen hat. Die äolische Bildungsweise dieser Tuffe, die man ursprünglich wegen ihres Palagonitgehalts für submarin hielt, hat Professor Sigmund bereits dargetan[2]). Der Charakter dieser Tuffe ist wesentlich beeinflußt durch den beträchtlichen Gehalt an Sedimentmaterial, worin Quarze die Hauptrolle spielen.

---

[1]) Da ausgedehnte Deckenergüsse zumeist aus „Spalten" ausfließen, ist man berechtigt, anzunehmen, daß die Basaltdecke des Hochstraden in geringeren oder größerem Ausmaß dieser Spalte entstammt.

[2]) Siehe pag. 422.

Sie sind meist im Kontakt gerötet oder gebrannt, bröcklig, sandig umgewandelt und kantig zerbrochen. Ihre Herkunft ist teils aus den liegenden pontischen Schottern, zum größeren Teil aus ausgeblasenen, sarmatischen Sandschichten abzuleiten. Werden die Tuffe feinkörniger, so verschwinden die Quarze und es vertreten Glimmerblättchen ihre Stelle, welche [1]) einer Zerstäubung von Mergeln und Tegeln ihren Ursprung verdanken.

Da diese Tuffe unmittelbar der pontischen Schotterfläche aufgesetzt sind und, wie sich ergab, eine Wechsellagerung in den liegendsten Partien zwischen Tuff und Schotter stattfindet, so bilden erstere die ältesten „vulkanischen“ Produkte des Klöcher Massivs.

Was ihre Lagerung anbelangt, so muß diese im allgemeinen als horizontal betrachtet werden. Wohl treten vielfach auch starke Neigungen in den Tuffen ein; jedoch erwiesen sich diese durch das Auftreten von Verwerfungen, Überschiebungen und Faltungen durch jüngere Vorgänge entstanden, die die ursprünglich normale Lagerung nicht vollkommen zu verwischen vermochten. Dort, wo diese Massen in mächtigster Ausbildung vorhanden sind, so insbesondere am Hohenwartrücken im Osten und am Zamberg im Westen, lagern die Tuffschichten, in zahlreichen, großen Brüchen erschlossen, horizontal oder schwach geneigt. Es ist mir nicht zweifelhaft, daß diese basalen Tuffe einem ruhigen, gleichmäßigen Eruptionsrythmus entsprechen. Sie bedeckten als ein weithin vertragener Staub und Aschenregen die pontische Schotterfläche und ihre einstige Verbreitung hat sicher ein die heutige Ausdehnung weit übersteigendes Ausmaß besessen [2]). Alle Störungen und Neigungen, die diese Tuffplatte erfahren hat, sind die Vorgänge einer jüngeren Eruptionsepoche, deren Zeugnis wir nun betrachten wollen.

Wenn man von der Ortschaft Klöch nach NO blickt, so sieht man den aufragenden Rücken des Hohenwarts vor sich, der über einem Sockel von sarmatischem Schotter, Mergel und Sand eine mächtige (zirka 60 *m*) Tuffkappe trägt. (Taf. XVIII, Profil IX und X.)

Die prachtvoll geschichteten Gebilde sind horizontal gelagert sowohl in den Weingärten mauerartig hervortretend (am S- und SW-Abhang), als auch in mehreren Brüchen in der Umgebung der neuerbauten Schloßvilla erschlossen. Nähert man sich gegen Westen dem Basaltrand, so zeigen sich die Tuffe überall von Störungen durchsetzt. Profilskizze 5 zeigt jene, welche sich beim Meierhof oberhalb Klöch in den dem Basalt sehr genäherten Tuffbänken wahrnehmen lassen. Am Rücken des Hohenwart gegen Nord fortschreitend, stellen sich ausgeprägte Faltungen in den prachtvoll geschichteten Tuffbänken ein, wie solche insbesondere in einem Steinbruch knapp unter dem Kamm sichtbar sind (Profil Fig. 6 und Photographie Taf. XIX). Eine prächtige Synklinale von mehreren Metern Durchmesser erscheint hier aufgeschlossen, von sehr regelmäßigem Bau, die in ihrer Streichrichtung beiläufig mit

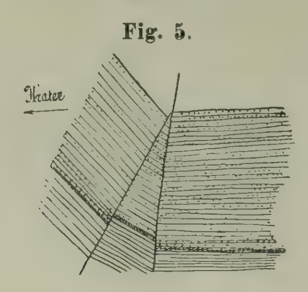
[1]) Siehe pag. 422.

[2]) Jenseits der ungarischen Grenze bei der Ortschaft Görlianc (zirka $1^1/_2$ *km* Ost der Kartengrenze) fand ich am Talgehänge eine abgerutschte Scholle von Tuff. Diese würde darauf hinweisen, daß vielleicht im Diluvium der Höhenrücken noch von den sicher aus dem Klöcher Massiv stammenden Tuffen bedeckt war.

dem NS verlaufenden Rande der nahe angrenzenden Basaltmasse übereinstimmt.

Von hier an läßt sich nun eine zirka NS streichende, gefaltete Zone auf fast 1 *km* Erstreckung verfolgen, aufgelöst in mehrfache, parallelgelegene Antiklinal- und Synklinalzüge. Gleich nordwärts des Steinbruchs „mit der Falte“ sind im absteigenden Hohlweg am Kamm des Hohenwarts zwei Antiklinalwölbungen, durch eine Synklinale ver-

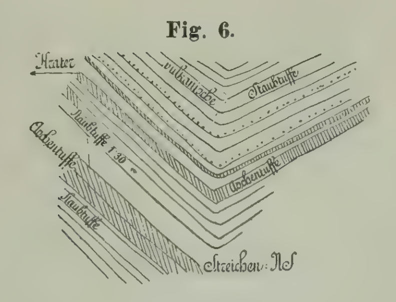
Fig. 5.



bunden, sichtbar. An einem Wege, der zur Straße hinabführt, sind die Falten mit NS-Streichen abermals kennbar, um schließlich 500 Schritte SO von Kote 394 am Nordende des Hohenwarts nochmals zutage zu treten, indem sie auch hier NS-Streichen einhalten.

Es ergibt sich hieraus, daß die Tuffe des Hohenwartrückens parallel dem Basaltrande von Faltungen und Störungen durchsetzt sind. Der Kontakt zwischen Tuff und Basalt läßt erkennen, daß es sich um eine steil zur Tiefe gehende Fläche handelt. Die unten in der Klause bei Klöch anstehenden Basalte grenzen östlich unmittelbar an die bedeutend höher aufragenden, tertiären Sedimente und deren Tuffdecke an.

Fig. 6.



Für die Erkenntnis ist von Bedeutung, daß an der NW-Seite des Hohenwart, dort, wo der Graben die Grenze von Basalt und Tuff anschneidet, im Liegenden des letzteren (aber in höherem Niveau als der unmittelbar westlich angrenzende Basalt) typischer pontischer, fluviatiler Schotter in einer mächtigen Schicht zutage tritt.

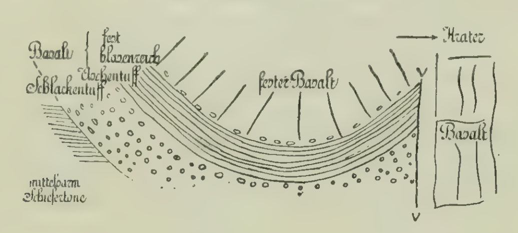
Es resultiert, daß die Grenze von Tuff und Basalt entlang des Hohenwart nicht primärer Natur sein kann, da ja der Basalt in sehr

steiler Stellung sich an den Tuff und an dessen sedimentäre Basis anlehnt.

Die Lösung für diese Lagerungsverhältnisse bieten die Verhältnisse westlich von Klöch. In kontinuierlichen Aufschlüssen, deren größter in Profilskizze Fig. 7 dargestellt ist, zeigt sich am Westrand des Ortes, daß die Basaltdecke des Seindlberges gegen Nord absinkt und gerade am Nordausgang des Ortes die Talsohle erreicht (mit ihrer Basis). Im Liegenden der Basalte treten Tuffe zutage[1]). Der makr. Charakter dieser Tuffe ist sehr verschieden von denen am kaum 100 *m* entfernten Hohenwartrücken. Dort waren es Aschen- und Staubtuffe, hier sind es äußerst grobe Schlackentuffe und Brockentuffe mit einzelnen Lapilli- und Aschenlagen, dort schöngeschichtete, gebänderte, gesaigerte Materialien, hier ein fast ungeschichtetes, höchstens andeutungsweise gebanktes Haufenwerk von groben Schollen, einfallend gegen Nord.

Geht man von diesem Aufschluß 100 *m* nach Süden, so trifft man in noch höherem Niveau (siehe allgemeines Profil, Taf. XVIII) mittelsarmatische Sande in einer Grube aufgeschlossen. Hier

Fig. 7.



grenzt (wie am „Hohenwartrand“) schon der hangende Basalt unmittelbar mit steilem Kontakt an die sarmatischen Sedimente, über denen höher oben noch pontische Flußschotter liegen.

Man erkennt[2]), daß die im Liegenden des Basalts auftretenden Tuffe sowohl ihrer Lagerung als ihrer Beschaffenheit nach, unmöglich mit den Tuffen des Hohenwarts identifiziert werden können. Diese Tuffe von „Klöch“ haben sich, ebenso wie der Basalt, an einem Steilrand an die tertiären Sedimente und deren Tuffdecke angelagert.

Diese Erscheinungen sind nur verständlich unter der Annahme, daß auf die erste Eruptionsphase, die die mächtige und weitverbreitete basale Tuffdecke mit ihren feingeschichteten Sedimenten geliefert hat, ein zweiter, mit einer gewaltigen Explosion verbundener Paroxysmus eingetreten ist, welcher die Tuffdecke zersprengte, die Reste derselben versinken ließ und ein gewaltiges Kraterbecken schuf. An dessen Rändern rief er die am Hohenwart und anderen Punkten zu beobachtenden Faltungen und Überschiebungen hervor. Das Becken selbst füllte sich zuerst mit grobem Explosivmaterial (Tuffe von Klöch)

---

[1]) Siehe pag. 422.

[2]) Sigmund hat bereits das Ungeschichtetsein dieser Tuffe hervorgehoben.

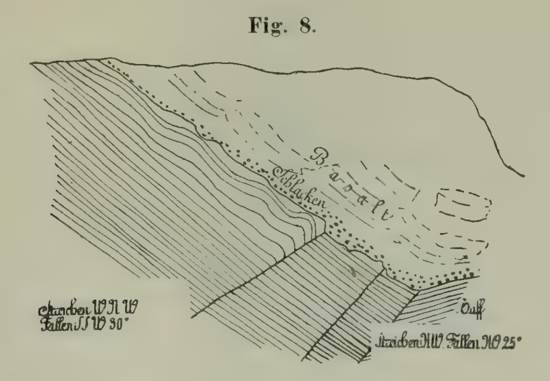
hierauf aber mit Basaltmassen, deren Mächtigkeit beinahe 150 *m* erreicht.

Es ist der Kern des Kraterbeckens, welcher bei Klöch im tief eingerissenen Tal zutage tritt.

Nur aus der Füllung eines tiefen Kraters läßt sich die Mächtigkeit der Basalte am Seindlberg und Umgebung erklären, nur aus einer vorangegangenen Explosion die Anlagerung des Basalts an die mittelsarmatischen Sande, Mergel, an pontische Schotter und Basalttuffe begreifen, nur als eine Beckenfüllung erscheinen die groben Schlackenmassen im Orte Klöch verständlich und nur aus einer derartigen Bildungsart ist das Auftreten der miocänen und pliocänen Sedimente unmittelbar daneben (um 50 *m* höher) deutbar.

Der Rand des Kraters ist bei Klöch durch das tief eingeschnittene Tal entfernt und es sind die basalsten Partien des Eruptivkerns aufgeschlossen. Es ist eine geöffnete Pforte, welche hier einen Einblick in die Tiefe des Kraterbeckens gewährt.

Fig. 8.



Westwärts von Klöch steigt der bogenförmige Rand des Kraters gegen SW, indem er weiterhin allmählich gegen O—W umwendet.

Infolge der tiefergreifenden Denudation ist hier bereits der obere Teil der Umrandung des Kraterbeckens entfernt. Die den schöngeschichteten Tuffen des Hohenwarts entsprechenden Bildungen sind hier bereits abgetragen, die pontischen Schotter sind nur stellenweise noch erhalten, die mittelsarmatischen Schichten stark zergliedert. Der Kontakt der vulkanischen Bildungen mit den Sedimenten ist auch hier am Südfuß des Seindls ein steiler, der die Schlacken, Tuffe und Basalte des Kraters von den südlich angrenzenden sarmatischen Schichten trennt (Profil Fig. 7)[1].

Das Gebiet des Zamberges zeigt nun den im Westen auftretenden Gegenflügel zum Hohenwart, indem hier wieder die normale Schichtfolge von den mittelsarmatischen Schichten über die pontischen Schotter zur schöngeschichteten Tuffdecke sichtbar ist. Das Kraterbecken hat sich bereits vor dem Zamberg gegen Nordwest gewendet. Am Rande

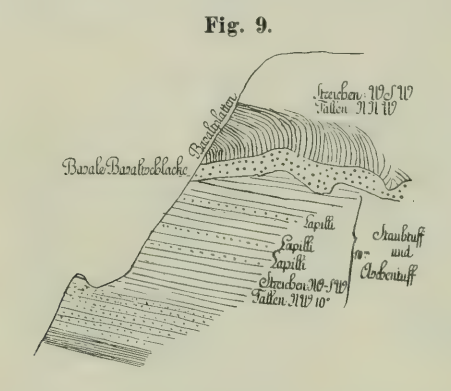
[1]) Ich fand hier in dem groben Tuff Blöcke von basalem Staubtuff, der hier also auf sekundärer Lagerstätte liegt.

desselben erscheinen wieder die basalen Tuffe gestört. Profilskizze Fig. 8 zeigt diese zu einer gebrochenen Synklinale gestaut, welche noch eine Überlagerung von Basalt trägt.

Wieder sind es die wunderbar ebenmäßig geschichteten Tuffe mit dem feinen Rythmus in der Saigerung des Eruptivmaterials. Der Unterschied vom Hohenwart besteht nur darin, daß die Tuffe eine geringere Mächtigkeit besitzen und daß hier ein Überfließen der jüngeren Basalte aus dem Becken heraus stattfand, welche sich auf die inzwischen gestörten, gefalteten und vielleicht auch gesenkten Schollen ergossen. Die Verwerfung, welche NW streichend herabzieht, scheint mit der Entstehung des Kraterbeckens zusammenzuhängen. (Siehe später.)

Der Zamberg erweist sich als eine regelmäßig gebaute Platte, welche schwach nach NW sich neigt und daher nach dieser Richtung Basalte und Tuffe tiefer absenkt (Profil Fig. 9).

Fig. 9.



Betrachtet man nun den NW-Rand des Seindlkraters in der Umgebung von Jörgen, so treten hier interessante Erscheinungen in den basalen Tuffen zutage.

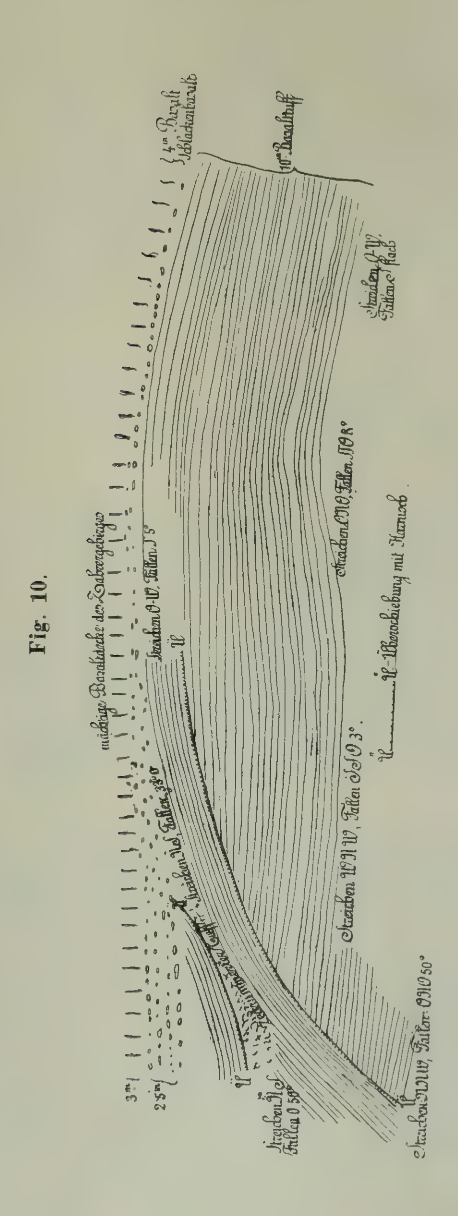
Profil Fig. 10 zeigt den in den schöngeschichteten Tuffen angelegten Bruch (Herrschaftsbruch). Man erkennt, daß die Störungsphase, welche, wie überall im Klöcher Massiv, der Basaltüberdeckung voranging, mit einer Überschiebung der Tuffmassen verbunden war, welche sich in einem gegen das Kraterbecken zu sich steiler stellenden, anormalen Kontakt äußert.

Die auf mehr als 100 *m* hin erschlossenen Tuffbänke sind zu einer sehr flachen Antiklinale gestaut. Die Überschiebungsflächen sind von einem prächtigen Harnisch überzogen, dessen Striemen gegen den Krater hinweisen. Über der großen Überschiebung zieht eine sekundäre Gleitfläche durch, welche mit einer Zertrümmerung der Tuffe verbunden war. Das Hangende bildet, diskordant gelagert, die Basaltdecke, die mit einer Block- und Schlackenschicht beginnt[1]).

---

[1]) Siehe pag. 423.

Fig. 10.



Daß diese Überschiebung keine rein lokale Erscheinung darstellt, beweist ihr Wiederauftauchen in dem Gemeindesteinbruch (Jörgen Ost). Profil Fig. 11. Die Tuffbänke erscheinen sehr gestört. Über ihnen lagern diskordant Schlacken und Basaltbänke im Liegenden des festen Basanits.

Die Überschiebungsfläche schließt ein mylonitisches Haufenwerk mit Striemen und dazwischengelagerten Bändern von Lettenschmieren ein. Auch hier fällt die Bewegungsfläche steil gegen den Krater ein.

Diese Aufschlüsse erweisen, daß auch der W- und NW-Rand des „Seindl"kraters von einer Störungszone umgeben ist, welche sogar zu Überschiebungen der Tuffmassen, zu Mylonitisierung derselben, zur Bildung von Harnischen und Lettenschmieren Anlaß gegeben hat.

Da im Steinbruch von Jörgen die Überschiebungsfläche gegen das Kraterbecken zu sich steiler stellt, scheint mir die Bewegung eine nach außen gerichtete gewesen zu sein. Ich fasse auch hier diese

Fig. 11.

Bildungen als das Zeugnis einer gewaltigen Explosion auf, welche nach Ablagerung der basalen Tuffe und vor jener der Basalte eingetreten ist. Die basalen Tuffbänke lassen sich von hier kontinuierlich bis zum Kindbergkogel verfolgen, an dessen Kraterrand [1]) sie abstoßen. Jedoch treten dabei die Staubtuffe mehr zurück und werden schöngeschichtete Aschentuffe mit Lapillilagen vorherrschend. Die Schichten erweisen sich auch hier stark gestört und fallen meist steil gegen SO ein. Da ihre Entstehung mit der Bildungsgeschichte des Kindbergkraters zusammenhängt, will ich sie mit diesem besprechen.

Ich gehe daran, der jüngeren Ausfüllung des mächtigen Seindlkraterbeckens einige Worte zu widmen. Den bei Klöch Magmabasalte, sowie Gneiß und Granitbruchstücke [2]) enthaltenden Tuffe überlagert Nephelinbasanit. Dieser setzt (siehe Profilskizze Fig. 12) mit einer nur wenige Meter mächtigen, älteren Basaltpartie ein, die im Hangenden

---

[1]) Der Kindberg stellt einen zweiten Krater dar.

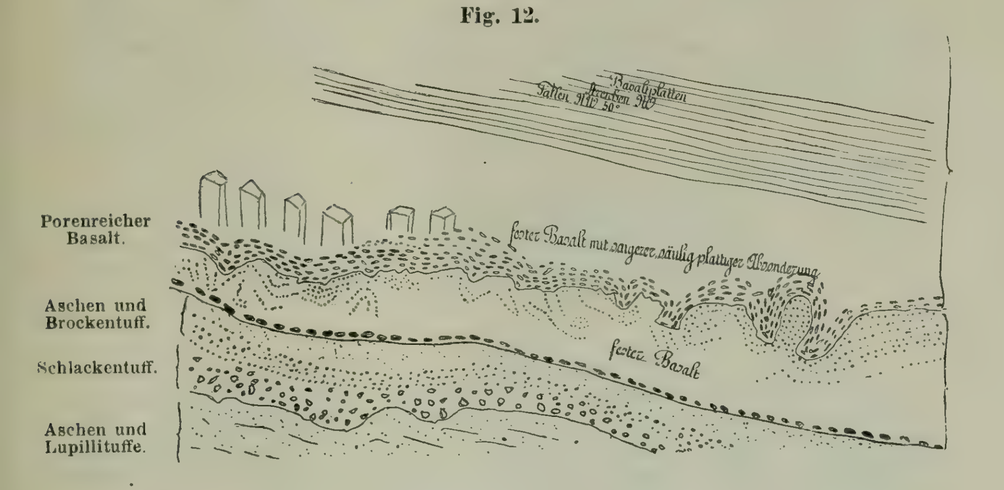
[2]) Siehe pag. 411.

und Liegenden einen Schlackenpanzer trägt. Darüber lagert sich der kontinuierliche Ausfluß basaltischen Magmas, der an seiner Basis wieder mit einem porenreichen Basalt beginnt und fast 60 *m* kompakten Nephelinbasanit umfaßt.

An der Basis dieser größeren Masse erscheinen säulig-plattig Absonderungen, deren Achse senkrecht zur Unterlage gerichtet ist. Wenige Meter darüber sind jedoch stark bergeingeneigte, mächtige Platten erschlossen, die in ihrer Streichungsrichtung mit der der Unterlage der Basalte übereinstimmen (siehe Profilskizze Fig. 12 und Photographie).

An der Hand der Karte läßt sich am Seindlgehänge deutlich der parallele Verlauf der Basaltplatten mit dem des Kraterrandes verfolgen.

Fig. 12.



Im Klausengraben (Nord von Klöch) schwenken die Plattenklüfte entsprechend dem Kraterrand aus NO-Richtungen in die NS-Richtung um; nähert man sich nun dem Nordrand des Kraters, so biegen die Platten aus dem NS-Streichen. wie man deutlich erkennt, in ein NW- und schließlich sogar in ein O—W-Streichen um. Es wird also von den Basaltklüften ein dem Kraterrand paralleler Halbkreis beschrieben, der das mit Nephelinbasanit und Schlackenströmen erfüllte Becken umsäumt.

Die Massen, welche die Höhe des Seindlberges aufbauen [1]), bestehen aus mannigfach wechselnden Lagen von schlackigem Basalt mit Schlackenströmen und Bänken festen Basanits. Je höher man hinaufsteigt, desto mehr nehmen im allgemeinen die Schlackenmassen überhand, während der homogene Basalt zurücktritt.

Es zeigt sich hier das allmähliche Schwächerwerden der vulkanischen Kraft, die nicht mehr imstande war, mächtige Ergüsse zu fördern, sondern nur schwache, dünne Ströme, die, blasig aufgebläht,

---

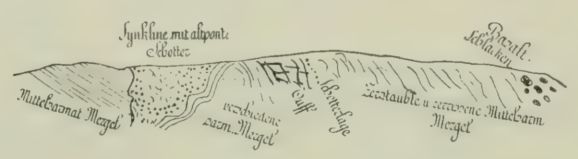
[1]) Über der 60 *m* mächtigen Masse festen Basalts.

das Kraterbecken füllten. In der Kammregion des Seindl schließlich herrschen allein die porösen Schlacken vor, infolge ihres hohen Eisengehalts rotbraun gefärbt [1]). Die Mächtigkeit der überwiegenden Schlackenfazies an den Gehängen des Seindls erreicht sicher 60 *m* [2]).

Die Tatsache, daß der Tuff am Hohenwartrücken eine bedeutend größere Mächtigkeit als am Zamberg besitzt, möchte ich mit der vorherrschenden Luftströmung in Zusammenhang bringen. Denn, da im Pliocän von den heutigen nicht allzusehr abweichende, paläographische Verhältnisse geherrscht haben, erscheint es wahrscheinlich, daß auch damals Westwinde geweht haben [3]). Daher wurden die äolisch verfrachteten Tuffsedimente am Ostrand des Massivs in bedeutenderer Mächtigkeit angehäuft als am Westrande desselben.

Eine isolierte Stellung im Klöcher Massiv nimmt der Kindbergkrater" ein, der einen gegen Nord vorragenden Sporn darstellt. Ziemlich schroff erhebt sich der Kogel über seine Umgebung, schon äußerlich an seiner regelmäßigen Gestalt als vulkanischer Auswurfskegel kenntlich.


Fig. 13.



Man hat hier die innere Schale eines hauptsächlich mit losem Auswurfsmaterial erfüllten Kraters vor sich, teils Massen, die sich unter dem einstigen Oberflächenniveau einer explossiv geschaffenen Vertiefung des Bodens angelagert hatten und durch Abtragung des sedimentären Randes bloßgelegt wurden, teils Material, das, sich über den Krater aufbauend, den Kern des Schlackenkegels bildete.

Der bogenförmige Rand, der auf der Karte im W, N und O die vulkanischen Bildungen des Kindbergkogels begrenzt, ist daher der Rand einer explosiv gebildeten Kratertiefe, die mit Schlacken und Tuffmaterial sich füllte. Die Störungen, welche bei Bildung des Beckens sich vollzogen, lassen sich am aufsteigenden Fahrweg Süd von Pichla beobachten (siehe Profilskizze Fig. 13). Man erkennt, daß Schollen von mittelsarmatischen Mergeln übereinandergeschoben sind, zwischen welchen geringe Tuffpartien und Reste von dem vor der Eruption die Oberfläche bedeckenden pontischen Schotter eingezwickt erscheinen. Ein wirres Haufenwerk verschiedener Schichten erscheint durch die raumschaffende Explosion bei Eruptionsbeginn am Rand des Kraters vereinigt [4]).

---

[1]) Siehe pag. 422.

[2]) Im Graben am Südabhang des Seindls finden sich auch in den tieferen Basalten mehrfach poröse Einlagerungen.

[3]) Für das Diluvium ist dies bekanntlich durch Lößverteilung erwiesen.

[4]) In diesen Tuffschollen fanden sich Pflanzenreste (Schilfpflanzen und Blätter).

Das Verhältnis der basalen schöngeschichteten Tuffe des Seindlgebiets zum Kindbergkrater läßt sich am besten an Profilskizze Fig. 14 erkennen. Die Tuffbänke brechen plötzlich an den Brocken und Schlackentuffen des Kindbergkraters ab, eine Erscheinung, die aber durchaus nicht gegen eine Herkunft der ersteren aus dem Kindbergschlot spricht. Der scharfe Rand an dem die basalen, geschichteten Tuffe abbrechen, mag das Werk einer jüngeren Explosion darstellen. Daß solche auch zur Zeit der Ablagerung der schöngeschichteten Basalttuffe stattfanden, zeigt eine in denselben (und zwar in ziemlich liegenden Bänken) auftretende prächtige Falte, welche durch die gegen Nord geneigte Antiklinalachse ihre Enstehung auf eine aus dem Kindbergkrater wirkende Kraft zurückführt (siehe Profilskizze Fig. 14).

Vielleich mag damit die interessante Erscheinung im Zusammenhang stehen, welche man an der SO-Seite des Kindbergkraters beobachtet. Auf der Karte ist eine NW in die Länge gezogene Partie von Leithakalk verzeichnet. Das Vorkommen läßt nur die Deutung zu, daß man es hier mit einer aus der Tiefe mitgerissenen losen Scholle zu tun hat, welche, da sie noch von Tuffen überdeckt wird, einer älteren Phase der Eruption ihre Entstehung verdankt.

Das Hervortreten dieser Kalkmasse an der Verwerfung sowie ihre Längserstreckung scheinen mir darauf hinzuweisen, daß der Sprung, der die Tuffplatte durchsetzt, die basaleren Tuffpartien an dem stehengebliebenen Flügel bloßlegte. In dem Kalk fanden sich folgende Fossilien:

1. *Serpula gregalis*,
2. *Cardium sp.*

Außerdem lagen vergesellschaftet mit dem Nulliporenkalk Blöcke eines Sandsteins umher.

An der SO-Seite des Kindbergkraters trifft (gerade über der liegende Falte) man (siehe Profil Fig. 14) in den hangenden Tuffpartien Blöcke von prächtigem, marmorisierten Leithakalk, welche Kopfgröße erreichen.

Das Material, das den Kindbergkogel aufbaut, besteht aus einem bunten Wechsel der gröbsten Auswurfmassen. Es ist ein grobgebanktes Haufenwerk von Basaltbomben und Blöcken, mächtigen Schlackenauswürflingen, mitgerissenen Trümmern und Fetzen sedimentärer Gesteine von tertiärem und paläozoischem Alter, mit gröberen und feineren Schlackentuffen, Brockentuffen und Einlagerungen von Lapilli- und Aschenmassen. Dazwischen schalten sich sehr zahlreiche Schlackenströme, Bänke von typischer Fladenlava, Lagen von festem Basalt und schließlich die die ganze Masse senkrecht durchsetzenden Radialspalten ein (Profil Fig. 14). Der Nordrand des Kindbergs entblößt die erste der mit homogenem Basalt erfüllten Radialspalten, an welche sich gegen Osten fünf weitere Gänge anreihen. Sie zeigen im allgemeinen ein deutliches Konvergieren gegen das Zentrum des Berges (siehe Profil Fig. 14 und Karte).

NO-wärts am Bergfuß weiterwandernd gelangt man zu einer mächtigen Kaskade von Basaltblöcken, welche sich als Ausfüllung einer zirka 30 *m* mächtigen Radialspalte von der Höhe absenkt. Der Basalt



Fig. 14.

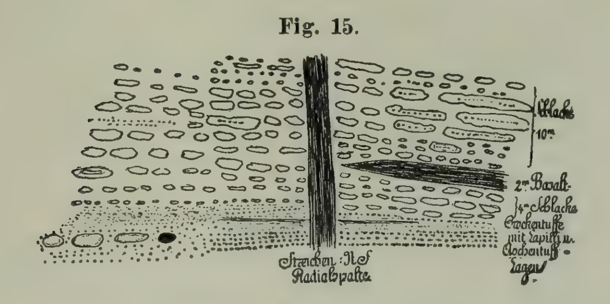
ist ungemein homogen, ganz unzersetzt und von wollsackähnlicher Verwitterungsform (wie zum Beispiel die Granite des Böhmerwaldes).

Über einen Aufschluß, der gegen diese Spalte sich hinabbiegende Schlackentuffe entblößt, gelangt man zum Anschnitt: Profil Fig. 15.

Man steht vor einer durch Steinbruchsbetrieb sehr schön erschlossenen, zirka 2 *m* mächtigen Radialspalte, welche parallel den Wänden in schöne Platten zerklüftet ist; sie durchsetzt Brockentuffe mit Lapilli, Asche und Basaltzwischenlagen, die im Hangenden von Schlackenströmen überlagert werden. Meist im Kern poröse oder auch mit einer porösen Rinde versehene Basaltblöcke sind in den Tuffen eingebettet. Profil Fig. 15. (Erklärung für beide Typen siehe im Anhang, Kapitel pag. 497.)

Nach einer weiterhin erschlossenen, von saigeren Platten durchzogenen Radialspalte trifft man auf einen Steinbruch, der einen vollständig ungeschichteten, nur von Klüften durchsetzten Schlacken- und Brockentuff aufschließt, ein wirres explosives Haufenwerk.

Fig. 15.



Es handelt sich hier sicherlich um die Füllung eines Eruptionskanals, vielleicht einem randlichen Schlot im großen Krater angehörig. Einschlüsse von metamorphem Schiefer, im Kontakt stark verändert, zeichnen ihn aus.

Nach Erreichen der durch eine mächtige Blockhalde gekennzeichneten östlichsten Radialspalte stehen wir wieder an dem steilen Abbruch, der basalen, schön geschichteten Tuffbänke, die vom Hohenwartrücken herüberziehen. Der Kontakt beider ist sehr markant und gut verfolgbar. Während die basalen Tuffe normal über mehrfach sichtbarem pontischem Schotter aufruhen, reichen die Schlackenmassen entsprechend dem Ausschnitt des Kraterbeckens tiefer hinab. Im Walde sind die Schlacken und Brockentuffe in tieferem Niveau als die angrenzenden sarmatischen Schichten erschlossen [1]).

Der Südrand des Kindbergkraters ist mit dichtem Jungwald bedeckt. Es läßt sich aber erkennen, daß mächtige Schlackenströme vorherrschen, die gegen Süden den basalen Tuffen auflagern [2]). Dort, wo der Sattel zwischen Kindbergkogel und Seindl sich befindet, läßt sich ein kontinuierlicher Zusammenhang dieser Schlackenmassen mit

[1]) Ein Ausläufer der östlichsten Radialspalte ist noch in den Feldern draußen sichtbar.

[2]) Siehe pag. 467.

den Basalten erkennen, welche den Nordabhang des Seindls bilden (siehe Karte). Kindbergkogel und Seindl verschmelzen hier miteinander.

Das Plateau des Kindbergkogels ist von zwei Basaltmassen gekrönt. Sie mögen den letzten Rest der Füllung des einstigen, offenen Kraterbeckens darstellen, welches ursprünglich von einem Tuffkranz umgeben, heute durch die Denudation von letzterem befreit ist und diese härteren Partien die Kuppenhöhe einnehmen läßt.

Da der Zusammenhang zwischen den Schlackenmassen des Kindbergsüdabhangs und den Basalten (mit ihren Schlackenzwischenlagen [1]) am Seindl nur wenig durch Abtragung unterbrochen ist (siehe Karte), so möchte es mir wahrscheinlich erscheinen, daß die Ausfüllung des durch eine Explosion geschaffenen Seindlbeckens vom Kindbergkogel her mit Basaltströmen erfolgte. Das Vorwiegen der Basalte gegenüber den Schlacken am Seindl erscheint ganz naturgemäß, indem eben das ausfließende Magma seinen Schlackenpanzer zurückläßt, während die mächtigen Lavamassen in das tiefe Becken sich ergießen und sich zur homogenen, kompakten Basaltmasse aufstauen. Erlahmte die Kraft der vom Kindbergkogel herabfließenden Lavaströme, so zog sich die schlackige Fazies bis in das Seindlbecken hinein, um von einem neuerlichen Basaltaufschluß überdeckt zu werden.

Daß das Überwiegen der Schlackenströme in den höheren Partien des Seindls auf das allgemeine Absterben der Eruptionen deutet, habe ich bereits früher erwähnt.

II. Bruchtektonik.

Ein Blick auf die Karte zeigt, das geradlinige Verwerfungen das Gebiet durchsetzen und es in eine Reihe mehr oder minder scharf begrenzter Schollen auflösen.

Wenn man die Richtung dieser Sprünge prüft, so kann man darin zwei Hauptsysteme erkennen, von denen das eine durch fünf zirka NW streichende Verwerfungen gegeben ist, während das andere durch vier gegen Ost konvergierende Brüche vertreten ist. Außer den genannten treten noch zwei nur auf kurze Strecken verfolgbare, NS streichende Sprünge zutage.

Die tektonisch höchstgelegene Scholle läßt die Leithakalke im Aigenbachtal im Liegenden hervortreten und bei Gießelsdorf und Frutten die tiefsten untersarmatischen Schichten ziemlich hoch hinansteigen. Ich bezeichne sie als „Risola“horst.

Begrenzt erscheint er im Norden von der „Hochstradner“ Verwerfung, welche die Basaltdecke des eigentlichen Stradner Kogels nordostwärts tiefer senkt. Am Südostende der Bruchlinie erscheinen die „verkalkten“ untersarmatischen Schichten steil aufgerichtet [2]).

Im Süden ist der „Risola“horst durch den „Fruttener“ Bruch begrenzt [3]), der im Steintal deutlich sichtbar, den untersarmatischen

---

[1]) Solche Schlackenzwischenlagen finden sich im Graben Ost von Jörgen auch in tieferen Basaltpartien.

[2]) Siehe pag. 436.

[3]) Ein sekundärer Bruch scheint schon bei den Stradenberg-Häusern durchzuziehen.

Schotterzug deutlich abbrechen läßt[1]). Die Basaltdecke des Rosenbergs erscheint durch ihn tiefer gesenkt.

Der zwischen diesen Brüchen gelegene Risolahorst ist nicht ganz horizontal gelagert, sondern zeigt (besonders im Steintal sichtbar), eine an dem untersarmatischen Schotterzug deutlich kennbare Neigung gegen Nord. Sie gibt sich auch in den Leithakalken und verkalkten untersarmatischen Schottern bei Risola zu erkennen[2]).

In der Umgebung der vulkanischen Spalte (Risola NW) sind die Schichten besonders stark gestört.

Im Norden gliedert sich das gegenüber dem „Risola"horst um zirka 40 *m* versenkte mächtige Gebiet an, das den eigentlichen Stradner Kogel und seine obersarmatische Unterlage trägt.

Ich bezeichne es als Scholle von „St. Anna".

Die dieselbe im Süden begrenzende „Hochstradner" Verwerfung zeigt entlang ihres Verlaufes, an mehreren Punkten sichtbar, merkwürdig veränderte Gesteine. Am Westabhang des Hochstraden befindet sich eine Blockhalde eines hellgrauen Basaltgesteins, welches trotz Änderung seiner Färbung keine Einbuße an seiner Härte erfahren hat. Meiner Meinung nach handelt es sich hier um ein durch aufsteigende Gase, die entlang der Verwerfung empordrangen, gebleichtes, umgewandeltes Basaltgestein. Im Einklang damit steht die große Ähnlichkeit mit einem Handstück aus der Solfatara[3]), das auch durch aufsteigende Schwefeldämpfe eine Bleichung erfuhr.

Beim Bau einer Wasserleitung im Orte Hochstraden (Frühjahr 1912) wurde dort, wo deren Trasse die Verwerfung kreuzte, der Übergang von normal verwittertem Basalt wieder in diese entfärbten Varietäten sichtbar[4]).

Das geradlinige Aneinanderreihen dieser Vorkommen[5]) entlang der Verwerfung scheint mir zugunsten einer nachträglichen Bildung durch aufsteigende Gase zu sprechen. Es weist die Erscheinung anderseits darauf hin, daß die Verwerfungen „nicht" allzulange nach den Eruptionen eingetreten sein können, da aufsteigende Gase noch eine bedeutende Umwandlung von Gesteinen am Sprunge hervorzurufen imstande waren.

Im übrigen zeigen die Schichten der Scholle von „St. Anna" ein kontinuierliches bedeutendes Fallen gegen NO (und N) und lassen nach dieser Richtung hin die älteren Bildungen versinken. An den schön erschlossenen obersarmatischen Kalkbänken erkennt man ein bedeutendes Absinken derselben von den Höhen bei St. Anna am Aigen von über 400 *m* (Kalk III und IV) bis auf 250 *m* im Lendvatal bei einer Erstreckung von kaum 4 *km*.

Verwerfungen scheinen daran, wenn auch vorhanden, in geringerem Maße beteiligt zu sein. Eine solche beschrieb ich bereits auf

---

[1]) In den untersarmatischen Schottern Ost von Frutten zeigt sich am Wege eine kleine Verwerfung, welche ebenfalls die WNW-Streichrichtung besitzt.

[2]) Siehe pag. 434 u. 437.

[3]) Sammlung des geologischen Museums der Wiener Universität.

[4]) Es fanden sich hier außerdem sonderbare rote Verwitterungsprodukte.

[5]) Auf der Karte sind noch andere eingezeichnet, die in Hohlwegen zutage treten.

pag. 456 (mit Harnisch). Eine andere ist im Graben östlich von Langriegel (St. Anna N) vorhanden mit zirka 8—10 *m* Sprunghöhe[1]).

Diese Senkung erreicht an der Kartengrenze noch nicht ihr höchstes Ausmaß, sondern läßt sich von hier nord- und nordostwärts weiterhin verfolgen, indem nun durch das Untersinken der sarmatischen Schichten die pontischen Sedimente die Oberfläche des Landes bilden. Knapp jenseits der nordöstlichen Kartenblattecke, oberhalb der eingezeichneten Häusergruppe, lassen sich über den hangendsten sarmatischen Schichten[2]) grüne Tegel nachweisen (wahrscheinlich Congerientegel) und darüber ein grober, eisenschüssiger Schotterzug von zirka 10 *m* Mächtigkeit (= älterer pontischer Schotter). Hier (an der NO-Ecke der Karte) hat die Senkung die pontischen Schichten bis nahe an die Talsohle herabziehen lassen, um die Congerientegel wenige Kilometer N und NO dieselbe unterteufen zu lassen.

Im Süden des „Risola“horstes tritt man in eine mehr zerstückelte Region, deren einzelne Schollen durch NW streichende Verwerfungen getrennt werden.

Unmittelbar an den Risolahorst angrenzend unterscheide ich von W nach O folgende Schollen:

1. „Hopfenberg“scholle,
2. „Rosenberg“scholle,
3. „Mühlwald“scholle (SO von Klapping).

Die „Hopfenberg“scholle ist ein flachgelagertes Schichtpaket, das aus unter- und mittelsarmatischen Bildungen sowie geringem pontischen Schotter und Basalt besteht. Gegen SW erscheint sie durch einen Bruch begrenzt, den ich nach seiner Fortsetzung zum Kindbergkrater als „Kindbergspalte“ bezeichne.

Die „Rosenberg“scholle, an die vorige angrenzend, bildet eine mäßig flach gegen NO abfallende Platte, an der Verwerfung steiler aufgeschleppt. Nach Osten hin spitzt sie sich zwischen dem „Fruttener“ Bruch und dem sie südwärts begrenzenden „Klappinger“ Bruch aus, wobei sich westlich von Klapping starke tektonische Komplikationen einstellen. Es nähert sich nämlich hier neben den beiden genannten Verwerfungen auch der die „Mühlwaldscholle“ gegen SO begrenzende „Igelsberger“ Bruch. Auch die geradlinige Fortsetzung der Basaltspalte (westlich von Risola) scheint in einem Bruch sich zu verlängern und so eine Verbindung mit dem „Kindbergkrater“ herzustellen.

Wir befinden uns also hier nahe den Kreuzungspunkten von vier Verwerfungen, an der Verbindungslinie zweier großer Eruptionspunkte und auch an der Stelle, wo, sicher im Zusammenhang mit dieser Zertrümmerung drei Säuerlinge[3]), darunter der weitaus mächtigste und an Kohlensäure reichste der Gegend (Brodelsulz), entspringen.

---

[1]) Östlich des Kartenblattes treten in der Fortsetzung ausgedehntere Verwerfungen hervor.

[2]) Die obersarmatischen Kalkbänke sind bereits unter der Talsohle. Siehe pag. 455.

[3]) Im weiteren Umkreis 5 Säuerlinge.

Die „Mühlwald“scholle erweist sich durch das Auftreten von Leithakalk nahe der Talsohle und mächtiger untersarmatischer Schichten tektonisch höher angelegt als die gegen SW folgende: „Sandberg-Buch berg“-Scholle. Die Begrenzung derselben bildet der „Klappinger“ Bruch im N, der „Igelsberger“ Bruch im NO und die „Kindbergspalte“ im SW.

Diese Region, welche im Bereiche des Sand- und Auenberges eine Neigung der Schichten gegen NO aufweist, baut sich vorwiegend aus mittelsarmatischen Schichten und vulkanischer Überdeckung auf[1]). Im östlichen Teil der „Sandberg-Buchberg“-Scholle herrscht eine Neigung gegen das Lendvatal (gegen O), welche auch noch in der SW angrenzenden „Klöcher Scholle“ zum Ausdruck kommt und zu Rutschungen großen Stils gegen das Tal hin Anlaß gibt[2]). Die „Klöcher Scholle“ erscheint vorwiegend aus vulkanischem Material und mittelsarmatischen (auch untersarmatischen) Schichten aufgebaut.

Die Neigung dieser Scholle ist im Bereiche des Hochstradenzuges, also in der Gegend von Größing, konstant ostwärts gerichtet. Es ist dies als die Fortsetzung der gleichen Erscheinung in der N angrenzenden „Rosenberg“scholle zu betrachten.

Diese Neigung ist ferner die Ursache für das Höheransteigen untersarmatischer Schichten am Westabhange des Höhenzuges, für deren Tieferlage am Ostabhang bei Größing und Patzerberg und schließlich deren bedeutendes Tiefersinken bis nach Tieschen.

Gegenüber der nördlich gelegenen Hopfenberg- und NO angrenzenden „Sandberg-Buchberg“scholle ist die Klöcher Scholle gesenkt. Schließlich erübrigt noch die Anführung der „Preguckenberg—Zambergscholle“, welche die SW-Ecke des Kartenblattes einnimmt und das tektonisch tiefste Glied darstellt, getrennt von der „Klöcher Scholle“ durch den „Laasener“ Bruch.

Die Basaltdecke des Hochstraden, die am „Fruttener“ Horst fast 500 *m* hoch gelegen war (mit ihrer Basis), ist bei Preguckenberg bis 340 *m* herabgesenkt (also um zirka 160 *m*); die Basalttuffe des Zamberges sind sogar bis zirka 300 *m* (also um 200 *m*) tiefer gebracht.

Auch hier kommt die Neigung der Platte gegen Ost in der Tiefenlage der Schichten am Zamberg gegenüber Preguckenberg zum Ausdruck. Schließlich scheint noch im Südosten des kartierten Gebietes eine Verwerfung durchzuziehen, welche NO streichend sich in das System der gengen Ost konvergierenden Verwerfungen einordnet. Es ist hier eine Partie pontischen Schotters mit einer kleinen Basaltüberdeckung sichtbar.

III. Resultate über den Zusammenhang von Brüchen und Vulkanen.

Was den Zusammenhang der Verwerfungen mit den Eruptionen anbelangt, so ist erkennbar, daß ein Sprung NS verlaufend den Kindbergkrater mit dem als Eruptionsspalte gedeuteten Basalt westlich von Risola verbindet und daß sich beiläufig am Kreuzungspunkt desselben mit der „Kindbergspalte“ der Kindbergkrater erhebt.

---

[1]) Ob noch ein sekundärer Sprung (siehe Karte) durchzieht, ist zweifelhaft.

[2]) Siehe morphologischer Teil pag. 496.

Es ergab sich ferner, daß dort, wo der „Klappinger“ Bruch mit der „Kindberg“spalte zusammentrifft, ein Gestein angetroffen wird, das nach seiner orographischen Lage, seiner ungemeinen Festigkeit und Härte als denudierter Stil anzusehen ist. Schließlich scheint ein kleiner Tuffschlot im Lendvatal, südlich von Gruisla (siehe Karte), an der „Kindberg“spalte zu liegen, dort, wo diese mit dem zuletzt angeführten (hypothetischen) Sprung sich vereinigt.

Es sieht also danach aus, als ob stellenweise eine sekundäre Abhängigkeit der vulkanischen Durchbrüche[1]) von rupturellen Störungen im Bau des Untergrundes vorhanden ist. Es scheint der magmatische Herd für die Aussprengung seines obersten Durchbruchs im Aufdringen schwache Stellen der Erdkruste, Sprünge und Verwerfungen benützt zu haben.

Bei Betrachtung der „Kindberg“spalte erscheint es sehr auffallend, daß dieselbe einerseits die Basaltplatte des Hochstradenberges, anderseits die basalen Tuffe des Klöcher Massivs verwirft und dabei den „Kindberg“krater quert. Es ist vielleicht nicht zu weit gegangen, anzunehmen, daß die Verwerfung im Laufe der Eruptionen eingetreten ist.

Es wäre demnach die Kindbergspalte nichts anderes als ein vom Klöcher Eruptivgebiet ausgehender Riß, — eine Senkung, die sich vielleicht auch unter Einfluß des sich entleerenden Magmabeckens durch Nachsackung an dieser Stelle gebildet hat[2]).

Eine ähnliche Entstehung mag auch der Unter-Laasener Bruch besitzen, dessen Zusammenhang mit dem Seindlbecken schon früher angedeutet wurde.

Was schließlich das relative Alter der Eruptionen anbelangt, so erscheinen die Eruptionen des Hochstradens, der Ausfluß seiner mächtigen Nephelinitdecke aus zweifachen Gründen älter als die des Klöcher Massivs.

1. Zeigt sich in den in der Nähe des Klöcher Massivs gelegenen Deckenresten des Hochstradner Basalts (Größing, Rosenberg, Auenberg etc.) „keine“ Spur einer auch noch so geringen Tuffaufschüttung unter dem Nephelinit. Es scheint unverständlich, daß von den mächtigen, weitverbreiteten Tuffen, die an der Basis des Klöcher Massivs auftreten, an den nur 2 *km* entfernten genannten Punkten unter dem Basalt, falls dieser später oder gleichzeitig abgelagert ist, nichts anzutreffen wäre. Es müssen sich also die Tuffe über den Basalt des Hochstraden gelagert haben und heute bereits denudiert sein. Dann ist aber die Eruption des Hochstraden älter als die des Klöcher Massivs.

---

[1]) Es ist dies gerade bei den Durchbrüchen: Größing, Risola W, Gruisla S sichtbar. Da die Verwerfungen „jünger“ als die Basaltdecke des Hochstraden und die Basalttuffe von Klöch sind, gilt diese Abhängigkeit von den Verwerfungen natürlich nur für diese kleinen und, wie es scheint, jüngsten selbständigen Durchbrüche.

[2]) Um nicht mißverstanden zu werden, möchte ich betonen, daß ich durchaus an der primären Natur der Senkung gegenüber den vulkanischen Bildungen festhalte. Nur eine sekundäre Begünstigung für die Ausbildung der Verwerfungen bei länger andauernder Bruchbewegung scheint mir an jenen Stellen vorzuherrschen, wo eben „infolge“ großer senkender Vorgänge Magma aufgedrungen ist.

2. Scheinen Verwerfungen, die gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs eintraten und von diesem ausgingen, die bereits erstarrte Decke des Hochstraden durchsetzt zu haben.

Im Klöcher Massiv selbst scheinen die weit verbreiteten, schöngeschichteten, basalen Tuffe vom Kindbergkrater gefördert zu sein, da mit Annäherung an diesen sich gröbere Lagen einschalten. Der am N-Rand des Massivs gelegene Kindbergkogel stellt also das Eruptionszentrum für die älteren Bildungen des Klöcher Massivs dar; der südlich davon gelegene Seindlkrater ist das Werk einer nachfolgenden paroxysmatischen Phase, dessen Basaltfüllung schließlich wieder von dem andauernd tätigen Kindbergkrater ausgeflossen zu sein scheint.

Für den Hochstraden, den Kindbergkogel und Seindl ergibt sich also eine zeitliche Aufeinanderfolge ihrer Entstehung, welche ihrer räumlichen Anordnung von Nord nach Süd entspricht, ein Wandern der Eruptionstätigkeit in dieser Richtung.

Die kleinen Durchbrüche (Basalt von Größing, Tuffschlot südlich von Gruisla) scheinen den späteren Eruptionen des Klöcher Massivs gleichaltrig zu sein. Denn sie zeigen sich abhängig in ihrem Auftreten von Verwerfungen, die wahrscheinlich erst im Verlaufe der Eruptionstätigkeit des Klöcher Massivs eingetreten sind. Das Vorkommen der durch Gase gebleichten Basalte an der Hochstradner Verwerfung zeigt überdies an, daß die Zertrümmerung der Basaltplatte wohl bald nach deren Ausfluß entstanden ist, vielleicht zu einer Zeit, da im Klöcher Massiv die vulkanischen Kräfte sich noch regten.

Das absolute Alter der Eruptionen entspricht sicherlich einem kürzeren Zeitabschnitt innerhalb der pontischen Stufe.

In einer späteren Arbeit werde ich darlegen, daß auch die übrigen mittelsteirischen Basalte und Tuffe im großen und ganzen einem einheitlichen und gleichen Zeitraum angehören.

Für das Kartengebiet ergibt sich folgende, schematisch dargestellte Folge der Ereignisse:

1. Ablagerung des pontischen Schotters über sarmatische Schichten oder untersten Congerientegel.
2. Ausfluß der Basaltdecke des Hochstraden.
3. Bildung des Kindbergkraters, Basalttuffe des Klöcher Massivs.
4. Explosion und Bildung des Seindlkraters.
5. Bildung der Hochstradner Verwerfung, Kindbergspalte, Laasener Bruch etc.
6. Ausfluß der Basalte vom Kindberg, Füllung des Seindlbeckens, Radialspalten des Kindberges.
7. Aufdringen des „Stiels“ bei Größing, Tuffschlot südlich von Gruisla.

IV. Säuerlinge.

Das Kartengebiet ist sehr reich an Sauerquellen, welche jenem großen und reichen Bezirk angehören, der sich zwischen der Drau und der Raab ausbreitet und dessen Ruf durch die Kurorte Gleichenberg und Radein in weiteren Kreisen bekannt ist. Das Auftreten der Säuerlinge zeigt sehr interessante Beziehungen zur Tektonik, in dem

sich bei allen (mit einer einzigen Ausnahme) nachweisen ließ, daß ihr Auftreten an Sprünge gebunden ist. Viele derselben liegen überdies an Stellen, wo eine Kreuzung von Verwerfungen stattfindet oder nahe derselben. Die stärkste und größte Sauerquelle, die Brodelsulz bei Klapping, liegt in der stärksten Zerrüttungszone dort, wo drei Sprünge sich durchkreuzen.

Im SO des Kartenblattes entspringt nahe dem Tuff (Süd von Gruisla) an der Kreuzung der Kindbergspalte mit dem NO streichenden Bruch ein Sauerwasser. Infolge starker Beimischung von Bachwasser steht es nicht mehr in Benützung.

In der Ortschaft Pichla, ebenfalls an der Kindbergspalte, wurde bei einer Brunnengrabung Sauerwasser erbohrt. NW des Igelsberges liegt an der Verwerfung im Tal eine Sauerquelle. Der Klappinger Bruch ist ein reicher „Säurebringer". Bei Neusetzberg N entspringt an demselben ein in ein Becken gefaßter Säuerling. Bei Klapping entspringt auf der Wiese gegenüber der Mühle ein Sauerwasser.

Die mächtige „Brodelsulz" liegt nahe letzterem an der Kreuzung des „Igelsberger" Bruches mit der Fortsetzung der Basaltspalte (Risola West). Diese Sauerquelle wird durch einen andauernden, mächtigen Strom von Kohlensäure in brodelnde Aufwallung versetzt. Daneben entspringen im Bach zahlreiche kleinere Säuerlinge.

An dem NS streichenden Bruch, der von der Brodelsulz zum Kindbergkogel führt, liegt in der Wiese eine Sauerquelle (sogenannter Säuerling von Pichla).

Der „Fruttener" Bruch läßt OSO des Ortes (beim neuerbauten Haus) eine Sauerquelle hervortreten. (Angeblich ein Bitterwasser.)

An der Hochstradner Verwerfung liegt ganz nahe ihres Zusammentreffens mit dem „Klappinger" Bruch knapp jenseits der Kartengrenze (Aigen OSO) am sogenannten „Aigner Feld" im Tal ein Säuerling.

Schließlich dürfte auch am Hochstradenberg, an der gleichnamigen Verwerfung, unweit des Ortes ein Sauerwasser entspringen (nach älteren Angaben). Bei Unter-Laasen (S des Ortes) ist ein säurereicher Hausbrunnen. In der Säuerlingsliteratur fand ich noch die Bemerkung, daß an der W-Seite des Hochstradenberges in den Wäldern bei „Dirnbach" Sauerwässer entspringen.

Es sei noch des als Trinkquelle sehr beliebten Johannisbrunnens Erwähnung getan, der zwar außerhalb des Kartenblattes, aber kaum 1 *km* westlich von Hof (Sulzbachtal) entspringt (Wort-„brunn" der Karte). Er liegt in der geraden Fortsetzung des Klappinger Bruches und nach Clar[1]) in der Südverlängerung der Gleichenberger Quellenspalte. Es ist die bedeutendste Mineralquelle Mittelsteiermarks.

Der Klappinger Bruch verbindet fünf Sauerquellen: 1. Johannisbrunn; 2. Neusetzer Sulz; 3. Brodelsulz (nahe demselben); 4. Klappinger Sulz; 5. Sulz am Aigner Feld. In der Fortsetzung nach Ost liegt die Sauerquelle von Szottina in Ungarn, deren Wasser auch versendet wird.

[1]) Siehe pag. 421.

3. Kapitel.

Lokale Morphologie.

I. Bemerkungen zur Talasymmetrie.

Professor Hilber[1]) hat nachgewiesen, daß die der Mur in ihrem westöstlichen Verlauf (in Mittelsteier) von Norden her zustrebenden Seitentäler eine deutliche Asymmetrie der Talgehänge aufweisen. Das Ostgehänge jedes Tälchens ist steil, das Westgehänge dagegen flach. Professor Hilber führt als Entstehungsursache der Asymmetrie die verschiedene Höhenlage der Erosionsbasis in je zwei benachbarten Tälern an. Da jeder wasserscheidende Rücken auf einer Seite von dem tiefergelegenen Tal mit größerem Erosionseffekt, auf der anderen Seite vom flußaufwärts gelegenen Seitental mit geringerem Erosionseffekt angegriffen wird, so findet eine Verschiebung dieses wasserscheidenden Rückens gegen das flußaufwärts gelegene Tal hin statt. Es bildet sich ein steiler Ost-, ein flacher Westabfall.

In den an das Sulzbachtal nach West angrenzenden Seitentälern tritt diese Erscheinung mit vollkommener Konstanz zutage. Dagegen besitzt das Sulzbachtal an der Ostseite ein ganz flaches Gehänge, an

Fig. 16.

der Westseite einen ausgeprägten Steilabfall. Diese scheinbare Umkehrung des Hilberschen Gesetzes läßt sich theoretisch leicht begründen.

Die Ursache bildet das Auftreten vulkanischer Bildungen an der Ostseite des Sulzbachtales.

An der Skizze (Profil Fig. 16) ist mit ausgezogenen Linien der Durchschnitt durch die asymmetrischen Täler (westlich des Sulzbachtals) gegeben. Mit punktierten Linien ist die Änderung in der Talform bezeichnet, die durch eine aufgesetzte Basaltmasse hervorgerufen wird.

Da die aufgesetzte Basaltmasse wie ein mächtiges Reservoir wirkt[2]), das bedeutende Flüssigkeitsmengen aufzustappeln vermag, wird sie einen viel größeren Erosionseffekt auszuüben vermögen als die benachbarten, bloß aus Sediment bestehenden Gehänge. Ein Tal, das auf einer Seite von den aus der Basaltdecke kommenden Wässern angegriffen wird, wird an dieser eine viel stärkere Abtragung erfahren. Ein flaches Gehänge wird von der Basis der Basaltdecke in das Tal sich absenken. Da dieser Einfluß nun den „nach Hilber“ aus der verschiedenen Höhenlage sich ergebenden ungünstigen Effekt bei

[1]) Petermanns Mitteilungen 1886.

[2]) Die wasserreichen Quellen entspringen stets unter der Basaltdecke (Wasserleitung von Gleichenberg).

weitem übersteigt, ist der mit Basalt bedeckte Rücken beiderseits von sehr flachen Gehängen begrenzt. Die andere Seite des Tales muß naturgemäß einen Steilabfall aufweisen, da hier die Erosionskraft fast lahmgelegt ist.

Die Basaltüberdeckung bildet also aus einem asymmetrischen Rücken einen symmetrischen, mit beiderseits flachem Abfall der Hänge. Sie muß dadurch ihr Areal auf Kosten der benachbarten Regionen ausdehnen; sie wird zwischen den Talfurchen einen breiten Rücken stehen lassen, im Gegensatz zum benachbarten Sedimentgebiet.

Daß dieser Prozeß der Erweiterung des Rückens, der Vergrößerung des durch seine Basaltdecke ausgezeichneten Hochstradenrückens auf Kosten der angrenzenden WS streichenden Höhenzüge noch im Diluvium und später stattgefunden hat, beweist die Verbreitung der diluvialen Sedimente.

Im Sulzbachtal sind sie in großer Mächtigkeit bloß am östlichen Talgehänge vorhanden; am westlichen dagegen ist ein junger Erosionsanschnitt, ohne Spuren diluvialer Schotter, aber mehrfach mit Abrutschungen der steilen Gehänge versehen. (Besonders bei Waldsberg.)

Auch heute ist noch die Tendenz vorhanden, die Talsohle des Sulzbachtals nach Osten zu verlegen und durch Rechtsdrängen das Einzugsgebiet von seiten des wasserreichen Hochstradenmassivs zu vergrößern.

Ich will noch erwähnen, daß auch das Klöcher Massiv fast rings von flachen Gehängen umgeben ist, entsprechend der gegebenen Erklärung.

Das Kutschenitzatal (ohne seitlichen Basaltrücken) zeigt wieder ganz entsprechend dem Hilberschen Gesetz ein flaches West- und ein steiles Ostgehänge. Ähnliche Beispiele ließen sich noch anführen.

Was den Einfluß der Basaltüberdeckung auf die Größe des abgetragenen Materials anbelangt, so ergibt sich, daß durch die Bildung flacher Gehänge die Abtragung gefördert wird, dagegen durch das Stehenlassen eines breiten Rückens zwischen den Erosionsfurchen eine Verminderung der Denudation stattfindet.

Der Einfluß der Basaltdecke für die Konservierung des Schichtmaterials ist jedenfalls nicht so bedeutend, als man auf den ersten Blick vermeinen möchte.

2. Talanzapfung.

Ich gelange zur Besprechung einer anderen morphologischen Erscheinung.

Das sogenannte Langwiesental, der Graben, welcher östlich des Kindbergkogels beginnt und der Ortschaft Klöch zustrebt, zeigt in seinem oberen Teil einen zirka 1 *km* langen ebenen Verlauf. Gegen Nord bricht er unvermittelt an einem Steilabfall gegen das Aigenbachtal ab. Man denkt unwillkürlich an eine einstige Fortsetzung dieser breiten, offenen, plötzlich endenden Talfurche über das Aigenbachtal hinaus. Es ist eine erstorbene, angezapfte Talrinne, die einstige Fortsetzung des Aigenbachtals gegen Süd. Letzteres hat früher, also nicht wie heute, die Umbiegung gegen Pichla vollführt, sondern strömte

direkt an der Ostseite des Kindbergkogels über Klöch der Mur zu. Vielleicht kann man es auch wagen, der Ursache dieser Anzapfung näherzutreten. Das Mühlbachtal bei Tischen und Laasen, welches ja die Anzapfung des heutigen oberen Aigenbachtals herbeiführen mußte, liegt beiderseits zwischen mächtigen basaltischen Massen eingebettet. Im Westen liegt die ausgedehnte Basaltdecke des Hochstraden, im Osten der aufragende Kindbergkogel und Zamberg. Es ist anzunehmen, daß diese reichlich entwässerte (Wässer aus dem Reservoir der Basaltdecke) Talfurche eine stärkere Erosion auszuüben vermochte als das hauptsächlich sarmatisches Gebiet durchziehende Aigenbachtal. Da sich nun am Nordrand des Klöcher Massivs durch die vom Kindbergkogel abströmenden Wässer leicht eine Erosionsfurche ausbilden konnte, so war diese bei Tieferlegung des Haupttals bei Tischen (Mühlbachtal) leicht imstande, das obere Aigenbachtal anzuzapfen und dessen südliche Fortsetzung in eine tote Strecke zu verwandeln.

Das Rückschreiten der Erosion an dem Steilabfall der Tuffe östlich des Kindbergkogels läßt sich gegenwärtig noch mit großer Deutlichkeit verfolgen, indem der ganze Abfall bloß aus niedergebrochenen und versunkenen, stellenweise mehr als hausgroßen Tuffschollen besteht, die vielleicht durch Auswaschung ihrer Unterlage, wohl aber noch mehr durch ein plastisches Auseinanderfließen der sarmatischen Tegel im Untergrunde in Bewegung geraten sind.

Der Saum der Tuffumrandung an der N- und NO-Seite des Klöcher Massivs ist in andauerndem Sinken begriffen. Es vollzieht sich auch heute noch das Rückschreiten der Erosion gegen jene alte Talfurche hin, welche in vielleicht schon jungpliocäner Zeit dadurch von ihrer einstigen Fortsetzung abgetrennt ward.

3. Terrassen.

Wenn man diese alte Talfurche gegen Süd verfolgt, so findet man im gleichen Niveau eine Fortsetzung in einigen ebenen, plateauförmigen Stücken, welche zwischen den jungen erosiven Einschnitten südlich des Kindbergkogels erhalten geblieben sind. Sie führen hinüber zu jenem so wunderbar ausgeprägten Plateau, welches sich zwischen Kindbergkogel und Seindl ausbreitet und seinen deutlichsten Ausdruck im isolierten Zamberg findet. (Profilskizze Fig. 17.) Diese Terrassen stellen sicherlich ein altes, vielleicht jungpliocänes Einebnungsniveau dar, das Verwerfungen und Sprünge, Basalte und Tuffe in gleicher Weise durchschneidet und selbst von keiner Störung betroffen erscheint.

Seine Höhe beträgt zirka 370 *m*.

Dasselbe Niveau kehrt mit großer Deutlichkeit ausgeprägt in den abgeflachten Regionen um die Ortschaft Waldra (Hochstraden NO) wieder und bildet ein schwach gegen NO sich senkendes Plateau in einer Höhe von 370—390 *m*.

Nach Osten findet es seine Fortsetzung in dem horizontalen Kamm um die Ortschaft Langriegl.

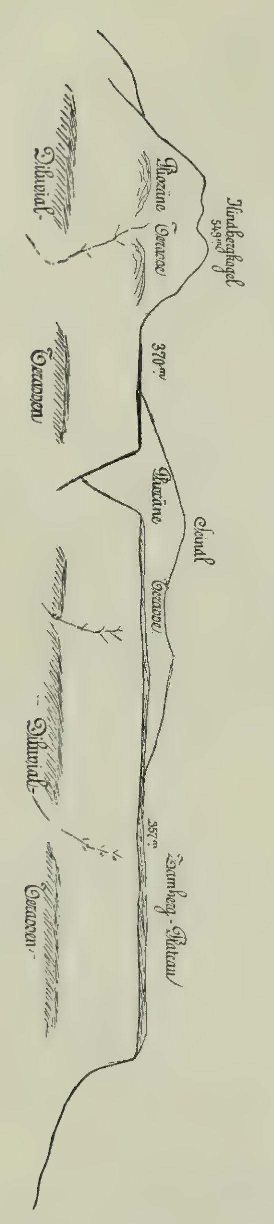

Hindbergkogel 549m
Moräne Terrasse
Diluvial-
370m
Terrassen
Moräne
Terrasse
Diluvial-
357m
Terrassen

Fig. 17.

Nach Norden hin ist es deutlich ausgeprägt in den jenseits der Kartengrenze auftretenden, schönen Plateaustrecken (in 370 *m* Höhe) um die Ortschaft Kölldorf, die alte Einebnungsfläche kundgebend.

b) Ein höheres und älteres Niveau stellt das Plateau mit der Ortschaft Hochstraden dar, zirka 530 *m* aufweisend, über das sich noch als „Zeuge" der einstigen Hügellandschaft die schön gerundete Kuppe des Hochstradengipfels um zirka 80 *m* höher erhebt.

Eine Wanderung auf dem Basaltplateau läßt mit Klarheit die alte Landoberfläche erkennen, deren nächstgelegene Rudimente erst in dem jenseits des Kartenblattes gelegenen Trachytmassiv von Gleichenberg als Terrassen zutage treten. Auch diese 520—530 *m* hoch gelegene Einebnungsfläche durchschneidet die Verwerfungen, erweist sich somit jünger als diese.

Ihr Alter mag vielleicht? dem Mittelpliocän entsprechen. Eine schon stark abgetragene Basaltoberfläche dürfte sich damals allseits flach abgesenkt haben, allmählich übergehend in die von pliocänen Sedimenten aufgebaute Ebene und sich erstreckend bis an die näheren oder ferneren Ufer des pontischen Sees.

c) Tiefere Terrassen als die eben genannte ließen sich zwar mehrfach anführen, da sie jedoch nicht so konstant verfolgbar sind, verzichte ich darauf.

Erst die tieferen Diluvialbildungen zeigen sich wieder deutlicher terrassiert, wobei sich Reste einer hangenden Stufe mit Schottern in einer Höhe von 310—325 *m* nachweisen lassen.

Eine tiefere Akkumulationsterrasse läßt sich ferner entlang des Sulzbachtals verfolgen, mit zirka 290 *m* bei Merkendorf (im Norden) beginnend und sich bis 250 *m* bei Radochen (im Süden) absenkend.

d) Auf der Ebene zur Mur wandernd, überschreiten wir noch einmal einen ausgeprägten, kontinuierlichen Steilabfall, der eine ältere von einer jüngeren Alluvialterrasse trennt; und schließlich stehen wir vor dem Alluvium der Mur, welche in letzterer ihren Lauf gegraben hat.

Es ergibt sich folgende Aufeinanderfolge der Terrassen:

1. mittelpliocäne? Terrasse zirka 530 *m* Hochstradenplateau;
2. jungpliocäne? Terrasse zirka 370 *m* Zamberg, Langwiesental, Waldra;
3. ältere Diluvialterrasse zirka 320 *m* Neustift, Dernek, Igelsberg, Risola, Plesch;
4. jüngere Diluvialterrasse zirka 290—250 *m* Sulzbachtal;
5. ältere alluviale Terrasse zirka 230 *m* Murtal;
6. jüngere alluviale Terrasse zirka 220 *m* Murtal;
7. Rezenter Murlauf zirka 210 *m* Murtal.

4. Erosionsphänomene.

Zum Schluß will ich noch einige interessante Denudationserscheinungen erwähnen, welche vielleicht für das rasche Fortschreiten der Abtragung in diesem Tertiärgebiet nicht ohne Interresse sind. Überall am Hochstradenzug und im Klöcher Massiv sind die Spuren gewaltiger Bewegungen der Gehänge sichtbar.

Allerorts trifft man im Rutschen begriffene Schotter und abgesunkene Waldpartien zeigen an der Oberfläche deutlich den Einfluß dieser Vorgänge an. Insbesondere dort, wo große Tegelmassen (wie in den untersarmatischen Schichten) oder Tegelmergel (wie in den mittelsarmatischen Schichten) auftreten, erweisen sich die Schichten häufig mit Wasser durchtränkt[1]). Der große Feuchtigkeitsgehalt steigert die Plastizität der Massen bedeutend und ermöglicht ein Abgleiten derselben unter den darüberliegenden festen Material.

Dort, wo eine Basalt- oder Tuffdecke vorhanden ist, tritt diese Erscheinung um so deutlicher zutage, einerseits da der Druck im Hangenden vermehrt, anderseits, da für reichliche Zufuhr von Wasser gesorgt ist.

Es bricht das Gehänge unter seiner eigenen Last zusammen, indem es seitlich ausweicht, teils rupturell, teils plastisch der Druckwirkung nachgibt. Als besonders markante Punkte seien das Gehänge in der Umgebung von Größing genannt, das Gehänge im Steintal östlich von Frutten und die schon früher erwähnten Aufschlüsse am Nordfuß des Kindbergkogels.

Die großzügigste Rutschung der Gegend liegt im Kutschenitzatal, südlich von Gruisla (siehe Karte), bei der Bevölkerung unter dem Namen „Erdpreßgraben“ bekannt und mit Sagen verknüpft.

Auf eine Erstreckung von einem halben Kilometer zieht sich parallel dem Gehänge schnurgerade eine 8 *m* tiefe und 10 *m* breite Kluft hin, deren Wände fast senkrecht sind und deren Boden von einer langgezogenen Wasserfläche eingenommen wird. Von dieser großen Kluft zweigt ein nur wenige Meter breiter Spalt ab, dessen Erstreckung auch geringer ist.

Dieses Phänomen läßt nur die Deutung zu, daß an dem Talgehänge auf eine Erstreckung von einem halben Kilometer plötzlich durch den Druck der hangenden Massen die Belastungsgrenze überschritten wurde, ein Abbruch einer ausgedehnten randlichen Partie und ein Seitwärtslgeiten derselben um 10 *m* stattfand.

Eine erst vor kurzem eingetretene Rutschung in den Feldern, unmittelbar südlich von Gruisla, zeigt, daß tatsächlich ganz gleichartige Rutschungen noch jetzt stattfinden. Man kann diese Rutschung als ein Modell des „Erdpreßgrabens“ betrachten, indem hier an einem ganz mittelmäßig geneigtem Gehänge, in Tegelmassen, eine zirka 4 *m* tiefe und 12 *m* lange und 0·5 *m* breite Kluft sich bildete und die Schichten dabei schollig niederbrechen ließ.

In beiden Fällen wird die Auslösung der Bewegung begünstigt worden sein durch das allgemeine, gegen das Lendvatal gerichtete Fallen der sarmatischen Schichten.

Die Großzügigkeit der Erscheinung an dem vorerwähnten Beispiel und die weite Verbreitung derartiger Rutschungen und Gleitungen scheint mir dafür zu sprechen, daß neben dem normalen Vorgang der Erosion an der Abtragung dieses Tertiärgebiets den Gleitungen und Rutschungen der Gehänge und der daraus resultierenden Erniedrigung

[1]) Ein Handstück eines untersarmatischen Tegels erwies sich noch nach mehr als einer monatlichen Aufbewahrung im Zimmer ganz feucht.

der Bergformen eine wichtige Rolle beigemessen werden muß. Es brechen die Talwände von selbst nieder und arbeiten dadurch der rückschreitenden Erosion der Bäche und Flüsse bedeutend vor.

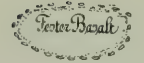
Anhang.

1. Studie über basaltische Auswürflinge.

In den Schlacken und Brockentuffen von Klöch (insbesondere am Kindbergkrater) läßt sich die Beobachtung machen, daß weitaus die Mehrzahl der ausgeworfenen Basaltblöcke sehr „porös" ausgebildet ist, daß die Porengröße im Kern am bedeutendsten ist, gegen den Rand zu dagegen kleiner wird, und daß die Bombe häufig von einer festen Rinde umkleidet wird.

Fig. 18 und 19.





Diese Erscheinung läßt sich daraus erklären, daß die Gasentwicklung infolge schwierigeren Entweichens der Blasen in der Mitte der Bomben viel weiter fortschritt und zur Bildung eines großporigen Kerns Veranlassung gab, während am Rande infolge rascherer Abkühlung und Entweichens der Gasblasen eine feste Rinde sich bildete.

Außer den genannten Blöcken trifft man jedoch häufig Basaltauswürflinge, welche die entgegengesetzte Erscheinung aufweisen, nämlich aus einem mächtigen, kompakten Kern bestehen, der von einer geringen porösen Hülle umgeben ist. In diesem Fall handelt es sich, wie auch die homogene Beschaffenheit dieser Basalte wahrscheinlich macht, um am Rande neu aufgeschmolzenen Bomben, die langsam wieder erstarrend eine poröse Rinde ansetzten. Es handelt sich in diesem Falle um Bruchstücke eines in der Tiefe anstehenden Basalts, die bei einer späteren Eruption mitgerissen wurden (Profil Fig. 18).

Es mag noch hervorgehoben werden, daß man im Eruptivgebiet von Klöch und des Hochstraden „keine Olivinbomben" antrifft. (Nur Olivineinschlüsse trifft man bei Klöch stellenweise im Basalt und auch noch in der Fladenlava.) Ebenso fand ich nirgends lose Hornblendekristalle. Diese Tatsache verdient bei dem so ungemein häufigen Auftreten von Olivinbomben und Hornblendekristallen in anderen Tuffvorkommen des Gleichenberger Eruptivgebietes (außerhalb des kartierten Raumes, zum Beispiel in Kapfenstein) besonders hervorgehoben zu werden.

2. Resümee.

Im stratigraphischen Teil der Arbeit hat sich ergeben, daß auch auf österreichischem Gebiet ein Ausläufer der jenseits der Grenze auftauchenden Schieferinsel von Neuhaus anzutreffen ist, aus Tonschiefern, Kieselschiefer und Quarzit aufgebaut; daß Mediterranschichten in der Fazies des Leithakalkes als Unterlage der jüngeren Gebilde zutage treten, und daß die sarmatischen Schichten gegenüber der Darstellung auf der Stur-Karte von Steiermark eine weit größere Verbreitung besitzen als die dort eingetragenen pontischen Gebilde.

Es gelang ferner, eine Gliederung der sarmatischen Schichten in drei Stufen vorzunehmen, die auch nach paläontologischen Prinzipien Gültigkeit besitzt, indem die einzelnen Stufen durch das Vorherrschen gewisser Faunenelemente charakterisiert sind.

Die untersarmatischen Schichten erwiesen sich als mächtige Tegelmassen mit Schotterlagen, die mittelsarmatischen Schichten als Mergel, von einem Liegendschotterzug und einem Hangendsandzug begleitet. (In diesen konnten zirka 20 neue Fossilfundstellen namhaft gemacht werden.)

Die obersarmatischen Schichten gaben sich als eine wechselvolle Serie von oolithischen Foraminiferenkalken, Spirorbiskalken, Bivalven- und Gastropodenkalken, Kalksandsteinen, mächtigen Sandmassen, Tegeln, Schiefertonen und Mergeln, häufig in sehr fossilreicher Entwicklung zu erkennen.

Die pontische Stufe wurde gegenüber der Darstellung auf den bisherigen Übersichtskarten sehr eingeengt; neben dem bisher einzig bekannten Fossilfundpunkt gelang es, zwei weitere aufzufinden und zu erkennen, daß diese Schichten aus Congerientegel und geringmächtigem, braunen Sand bestehen.

Es ergab sich ferner, daß sowohl die basaltischen Bildungen des Klöcher Massivs als auch jene des Hochstraden (soweit sie nicht eruptive Durchbrüche darstellen), „nicht“ unmittelbar den Congerienschichten (oder sarmatischen Schichten) auflagern, sondern daß sich zwischen die Ablagerung beider eine Festlandsperiode einschaltet, welche ihre Spuren in den lokal an- oder abschwellenden Schottermassen hinterlassen hat, die im Liegenden den pontischen Eruptiva an zahlreichen Punkten nachgewiesen werden konnten und deren Alter ebenfalls noch als unterpontisch gedeutet wurde.

Es ergab sich ferner, daß diese Schotterfläche einem denudierten Relief eingelagert ist, und daß der Basalt wieder eine unebene Landoberfläche bedeckte.

Die Studien über die Vulkantektonik des Klöcher Massivs haben ergeben, daß dieser Gebirgsstock aus einer Zusammenschweißung zweier Eruptionszentren hervorgegangen ist.

Der Kindbergkrater, wahrscheinlich von viel längerer Eruptionsdauer, hat mit dem Auswurf mächtiger, feiner Tuffmassen begonnen, welche einen regelmäßigen Rhythmus seiner Tätigkeit andeuten und welche auf die pliocäne Schotterfläche niederfallend, heute das Vulkangebiet größtenteils umsäumen.

Diese ältere Eruption war mehrfach von Paroxysmen begleitet, die zur Förderung mächtiger Schollen von Leithakalk aus der Tiefe und zur Bildung von Faltungserscheinungen am SW-Rand des Kraters Anlaß gaben.

In der mit der basalen Tuffdecke überzogenen Region entstand nun südlich des Kindbergkraters ein zweites Eruptionsbecken, das sich mit einer großen Explosion Raum schaffte und dabei sowohl an seinem Ostrand als auch im Westen und Nordwesten Überschiebungen der randlichen Tuffmassen und Faltungen in denselben hervorrief.

Dieses Explosionsbecken füllte sich erst mit groben Brockentuffen und Schlacken, welche an dessen Südrand (West von Klöch) heute gut sichtbar sind.

Mächtige Basalte, wahrscheinlich von dem fortdauernd tätigen Kindbergkrater ausfließend, erfüllten weiter die neuentstandene Senke und bildeten, zu großen Massen sich aufstauend, einen gewaltigen Bau von homogenem Basalt. Später wurde die vulkanische Tätigkeit schwächer; im Kindbergkrater häuften sich Schlacken und Brockentuffe mit Fladenlava und basaltischen Zwischenlagen übereinander und ließen, je schwächer die Eruptionskraft wurde, desto mehr schlackenreichere Ströme gegen das Seindlbecken ausfließen, letzteres bis über den Rand erfüllend und teilweise darüber hinausfließend.

Sechs Radialspalten durchsetzten als jüngste Bildungen die Kratermassen des Kindbergkogels, indem sie das offene Kraterbecken desselben mit basaltischem Magma erfüllten, welches als letzt zutage getretener Nachschub heute den Gipfel krönt.

Wohl gleichzeitig mit den Eruptionen bildeten sich zwei nordweststreichende Verwerfungen, von denen die eine den Kindbergkrater durchkreuzt, die andere eine Tiefersenkung des südwestlichen Randes des Klöcher Massivs hervorruft und dortselbst ein Überfließen der Basalte begünstigte.

So lassen sich im Klöcher Massiv die Zeugen großer, vulkanischer Energie mit Überschiebungen, Faltungen und Förderung tiefliegender Schollen, der regelmäßige Rhythmus einer periodisch sich wiederholenden Eruptionsphase, ebenso wie das langsame Ersterben des Vulkanismus, wie an einem klaren Modell verfolgen.

Der Hochstradenrücken hat sich deuten lassen als eine gewaltige Decke basaltischen Magmas, die nahe der Ortschaft selbst und in der Teufelsmühle ein mit Schlacken und groben Tuffen erfüllte Becken zutage treten läßt. Die Nephelinitmassen haben sich bis beinahe an die heutige Murebene ergossen, jetzt durch Verwerfungen zerstückelt und durch die Denudation in Zeugen aufgelöst. Denudationsreste am östlich gelegenen Auenberg zeigen die einstige weite Verbreitung derselben an.

Außer diesen beiden großen, altbekannten vulkanischen Massiven gelang es noch, vier bisher unbekannte selbständige Durchbrüche basaltischen Magmas aufzufinden, von denen einer als Tuffschlot, einer als Basaltstiel, die beiden übrigen als Spalten aufzufassen sind. Jene von Risola erreicht mehr als Kilometerlänge.

Die Verfolgung der Tektonik hat ergeben, daß das Gebiet einerseits von mehreren NW streichenden Verwerfungen durchzogen ist, anderseits ein gegen Ost konvergierendes Bruchsystem aufweist, wozu noch zwei NS verlaufende Rupturen treten.

Durch diese Störungen wurde das Gebiet in eine Anzahl von Schollen zerlegt (Risola-Horst, Scholle von St. Anna, Hopfenbergscholle, Rosenbergscholle, Sandberg-Buchbergscholle, Mühlwaldscholle, Klöcher Scholle, Preguckenberg-Zambergscholle), welche anzeigen, daß die Region von dem südlich des Hochstradengipfels gelegenen Horst, mehrfach zerteilt, zur Murebene um zirka 200 *m* schollig niederbricht.

Die „Scholle von St. Anna" im Norden, an Größe die übrigen übertreffend, senkt sich gegen Nordost stetig um zirka 150 *m* ab und läßt daher in dieser Richtung jüngere, pontische Schichten auftreten. Dieselbe Neigung ist auch am „Risola-Horst" bemerkbar, während an den zahlreichen, südlich gelegenen Schollen die Tendenz zu einem Verflächen nach Osten vorhanden ist, woraus das Auftreten älterer (sarmatischer) Schichten an ihrem Westrande sich ergibt.

Es wurde aus dem Fehlen der Tuffe unter der Hochstradendecke geschlossen, daß die Eruptionen dieses Massivs älter sein müssen als die des Klöcher Massivs, der Kindbergkogel hinwiederum, der die basalen Tuffe dortselbst geliefert hat, jünger sei als der Seindlkrater. Es gebe sich daher ein Wandern der vulkanischen Tätigkeit in der Richtung von Nord nach Süd zu erkennen.

Da die Verwerfungen der „Kindbergspalte" und des Laasener Bruchs" gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs eingetreten zu sein scheinen und an diese Störungslinien, und zwar dort, wo sie sich mit anderen Verwerfungen kreuzen, zwei der kleinen neuaufgefundenen, selbständigen Durchbrüche sich knüpfen, so dürfte sich für letztere ein etwa mit den Späteruptionen des Klöcher Massivs gleichzeitiges Alter ergeben.

Das Vorkommen vollkommen gebleichter, umgewandelter Basalte an der „Hochstradner" Verwerfung scheint auch für eine den Eruptionen nahestehende Bildungszeit der letzteren zu sprechen. Die zahlreich auftretenden Säuerlinge erwiesen sich abhängig von den Bruchlinien, wobei in der tektonisch am stärksten zerrütteten Region auch die stärkste Sauerquelle ihren Ursprung nimmt.

Im morphologischen Teil konnte nachgewiesen werden, daß insbesondere zwei deutliche, wahrscheinlich pliocäne, Einebnungsterrassen im Hochstraden und Klöcher Gebiet sichtbar sind, deren Bildungszeit jünger als die Störungen und Eruptionen ist.

Die tieferen Diluvialterrassen bedecken mit ihren Sedimenten eine weite Strecke (teils Schottern, teils Lehmen). Aus deren Verbreitung lasse sich eine Verlagerung der Achse des Sulzbachtals seit dem Diluvium in der Richtung von Ost nach West erkennen. Es wurde ferner darauf hingewiesen, daß sich die scheinbare Umkehrung des Hilberschen Gesetzes von der „Asymmetrie der Täler" durch die eingeschaltete Basalttafel im Bereiche des Kartenblattes leicht erklären läßt.

Ein an der Ostseite des Klöcher Massivs gelegenes, angezapftes altes Tal wurde zur Darstellung gebracht, welches sich in die allgemeinen Denudationserscheinungen gut einfügen ließ.

Schließlich wurde auf die Bedeutung der heute noch sehr wirksamen Gehängerutschungen und auf die große Wichtigkeit dieser Vorgänge für die Talbildung aufmerksam gemacht.

Ich habe in dieser Arbeit der Versuchung widerstanden, über den engen Rahmen des Aufnahmegebietes hinauszutreten und die Verfolgung der Erscheinungen auf einer weiteren Strecke einer nächsten Publikation vorbehalten, die, wie ich hoffe, die Wichtigkeit mancher in diesem Gebiete gewonnenen Beobachtungen ergeben wird und aus denen sich anderseits eine Lösung für einige innerhalb der engen Grenzen der geschilderten Region unlösbaren Probleme bieten wird.

Inhaltsverzeichnis.

Nachtrag.

Zu pag. 445: Herr Oberlehrer Kolleritsch sammelte einen im Kontakt mit der Basaltdecke rotgebrannten Mergel (sarmatisch) mit *Solen subfragilis* und *Cardium sp.* oberhalb Gießelsdorf.

Zu pag. 434: Bei neuerlichem Besuch war auch die Hangendpartie im Steinbruch von Klapping zugänglich, der mit „3." bezeichnete „Leithakalk" ist ein Korallenriffkalk.

Zu pag. 456: In Jamma sammelte ich noch: *Mactra vitaliana Orb.*, *Donax lucidus Eichw.*, *Cerithium rubiginosum Eichw.* und *Buccinum duplicatum Sow.*

Zu pag. 455: Im V. Kalk am Schirrenkogel fand ich: *Solen subfragilis Eichw.* und *Buccinum duplicatum Sow.*

Zu pag. 481: Im Tuff oberhalb der „Falte" fanden sich auch zahlreiche Blöcke von paläozoischem Tonschiefer, wie er die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen aufbaut.

Berichtigung.

Pag. 463, Zeile 20 von oben, ist statt der unteren Abteilung der oberen Abteilung zu setzen.

Pag. 465, Zeile 4 von unten, hat statt der unteren Congerienschichten der Congerienschichten zu stehen.

Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs.

Studie über Verbreitung und Tektonik des Miocäns von Mittelsteiermark.

Von **Artur Winkler.**

Mit zwei Tafeln (Nr. XXI und XXII), zwei Übersichtstabellen (I und II) und 7 Textfiguren.

Vorbemerkung.

In dieser Arbeit fasse ich die Resultate meiner Begehungen in Mittelsteier zusammen.

Für die Zuwendung einer Unterstützung aus der „Sueßstiftung" bin ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß, Vorstand des geologischen Instituts der Universität in Wien, sehr zu Dank verpflichtet. Bei Begehung der Windischen Büheln hatte ich mich der tatkräftigen Unterstützung meiner Kollegen Herrn cand. geol. Robert Jäger und Fräulein cand. geol. Ottilie Saxl zu erfreuen. Ich fühle mich verpflichtet, ihnen an dieser Stelle für ihre wertvolle Mithilfe meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Begrenzung der mittelsteirischen Scholle.

Als Mittelsteiermark bezeichne ich jenes mit miocänen Sedimenten erfüllte und ungefaltete Tertiärbecken, das im Norden durch die Berge des Grazer Paläozoikums und ihrer östlichen Fortsetzung, im Westen durch die Koralpe, im Süden durch das Possrukgebirge, den Draufluß zwischen Marburg—Friedau und die Linie Friedau—Luttenberg und schließlich im Osten durch die paläozoische Erhebungsreihe Günser Horst [1]—Harmischer Wald—Hohensteinmaisberg—Sulz—Neuhaus—St. Georgen begrenzt erscheint [2].

An die mittelsteirische Scholle fügt sich westwärts (jenseits der Koralpe) die im Jungtertiär eine analoge tektonische Position einnehmende zentralkärntnerische Region an, während beiden genannten Schollen südwärts die jugendlichen Faltenzüge vorgelagert sind, die von Westkroatien über Untersteiermark bis nach Innerkrain sich erstrecken.

Die tektonischen Beziehungen dieser Schollen zueinander wurden in einer vorläufigen Mitteilung bereits erörtert [3]).

---

[1]) E. Suess, Antlitz der Erde. I. Wien 1885, pag. 177.

[2]) Siehe pag. 504.

[3]) A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebiets und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Vorläufige Mitteilung. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1913, Nr. 13.

1. Kapitel.

Der Untergrund der Grazer Bucht (Mittelsteier).

Hofrat Toula[1]) hat im Jahre 1878 die Meinung ausgesprochen, daß der Untergrund der von tertiären Sedimenten bedeckten Grazer (mittelsteirischen) Bucht zum größten Teil von Altpaläozoikum (Devon) gebildet wäre. Die Auffindung devonischer, fossilführender Schichten durch den ungarischen Aufnahmegeologen K. Hofmann[2]) in den am Ostrande der mittelsteirischen Bucht (jenseits der österreichischen Grenze) gelegenen Schieferinseln (Hannersdorf, Hohensteinmaisberg, Sulz bei Güssing), ließ es damals wahrscheinlich erscheinen, daß diese Vorkommnisse unter dem verhüllenden, tertiären Mantel in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Paläozoikum bei Graz stehen mögen.

Meine Untersuchungen der in den Basalttuffen der Oststeiermark eingeschlossenen, aus der Tiefe emporgezogenen Einschlüsse älterer Gesteine haben indes gezeigt, daß der räumliche Zusammenhang der am Ostrand auftauchenden paläozoischen Zone mit dem „Grazer“ Paläozoikum wahrscheinlich nicht in vollem Ausmaß zu Recht besteht.

A. Die paläozoische Zone am Ostrande der mittelsteirischen Bucht.

Der Ostrand der Grazer Bucht wird von einem Zuge beiläufig NNO—SSW streichender, aus dem Tertiär aufragender [paläozoischer Schieferinseln gebildet[3]); sie beginnen mit der ausgedehnten Rechnitzer Schieferinsel (von E. Suess[4]) als Günser Horst bezeichnet), setzen sich in den Hügeln von Hannersdorf und dem Eisenberg bei Kohfidisch fort, verlängern sich südwärts im Hohensteinmaisberg und den Klippen von Sulz (bei Güssing) und tauchen schließlich nach längerer Unterbrechung in der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen (östlich von Gleichenberg[5]) zum letztenmal empor.

Hofmann[6]) hat in diesem Zuge, wie erwähnt, an einzelnen Punkten Fossilien gesammelt, die nach Toulas Bestimmung dem Mitteldevon entsprechen. Mohr[7]) hat in letzter Zeit die zuerst erwähnten Vorkommen (Rechnitzer Schieferinsel, Eisenberg) seiner „unteren Grauwackendecke“ zugerechnet und demgemäß als Jungpaläozoikum gedeutet, während er die aufragenden Devonkalkklippen des Hohensteinmaisbergs und von Hannersdorf als Denudationsrelikte

---

[1]) F. Toula, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 47—52. Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Komitat.

[2]) K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 16. Beilage.

[3]) K. Hofmann, F. Toula, loc. cit. — H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. Denkschr. k. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Bd. LXXXVIII, 1912.

[4]) E. Suess, Antlitz der Erde. I. Wien 1885, pag. 177.

[5]) Ferd. Stoliczka, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 2. — J. v. Matyasovszky, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 27. — A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 416.

[6]) K. Hofmann, loc. cit. pag. 16.

[7]) H. Mohr, loc. cit. pag. 16—18.

seiner „oberen Grauwackendecke" ansieht. Die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen", welche den südlichsten Ausläufer dieser Inselreihe darstellt, habe ich vorläufig einer flüchtigen Untersuchung unterworfen [1]).

Diese hat mir die Annahme eines jungpaläozoischen Alters nahegelegt.

Die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen stellt einen in Ost-West-Richtung zirka 5 *km* und in der Nord-Süd-Richtung 2·5 *km* ausgedehnten Rücken dar, der sich aus seiner Umhüllung sarmatischer Sedimente nur wenig erhebt. An dem Aufbau nehmen folgende Gesteine Anteil:

1. Lichte, grünlich-graue Tonschiefer,
2. Grünschiefer,
3. Diabase,
4. schwarzgraue, plattige Tonschiefer,
5. dunkelgraue Schiefertone,
6. Graphitschiefer,
7. serizitische Schiefer,
8. Quarzit,
9. Kieselschiefer,
10. Kalkschiefer, plattig,
11. gelbgrauer Marmor,
12. dolomitische Kalke,
13. Erze.

Ein Vergleich mit der jüngst von Mohr beschriebenen „Rechnitzer Schieferinsel" zeigt eine Analogie im Schichtenbau [2]).

Das starke Hervortreten tonschieferartiger Gesteine, das reichliche Vorhandensein von Grünschiefern, das Erscheinen von Kalkschiefern, von Diabasen und Graphitschiefer, Serizitschiefern, quarzitischen Lagen und Marmorbändern scheint mit dem Habitus der Gesteine in der „Rechnitzer" Insel, deren südliche Fortsetzung das besprochene Vorkommen darstellt, übereinzustimmen. Es ergibt sich hieraus mit einiger Wahrscheinlichkeit eine Gleichaltrigkeit mit den jungpaläozoischen ? Gebilden von Mohrs „unterer Grauwackendecke".

Es sei ferner darauf hingewiesen, daß in dem der Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen" räumlich zunächst gelegenen Aufbruch paläozoischer Gesteine, dem Sausalgebirge (Westrand des Grazer Beckens) eine ähnlich gebaute Schichtfolge vorliegt [3]).

Bemerkenswert erscheint dort neben dem Auftreten von Grünschiefern, Diabasen und Diabasporphyriten und graphitischen Schiefern

---

[1]) Siehe auch Artur Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 416 und 433.

[2]) H. Mohr, loc. cit. pag. 16—18.

[3]) F. Rolle, Geol. Untersuchungen in dem Teile Steiermarks zwischen Graz, Obdach, Hohenmauten und Marburg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 244—247. — D. Stur, Geologie der Steiermark pag. 130. — V. Hilber, Die Miocänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XXVIII, pag. 506—509. — Dreger, Dr. J., Die geologische Aufnahme der NW-Sektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 86.

das Vorkommen von Serizitschiefern, die sich nach Leitmaiers[1]) Untersuchungen als metamorphe Quarzporphyre erwiesen haben.

Es tritt also hier ein für höheres Karbon (und Perm) sehr bezeichnender Gesteinstypus zutage[2]).

Einen weiteren Vergleichspunkt bietet schließlich die von weiland Bergrat Teller[3]) im Bereiche des Karawankenzuges (Ostkarawanken) aufgefundene und unter der Bezeichnung „paläozoische Bildungen unbestimmten Alters" ausgeschiedene Serie, die nach diesem Forscher als mutmaßliches Karbon (und zwar Unterkarbon) angesehen wurde.

Das Vorherrschen der schiefrigen Entwicklung über die kalkige, das Auftreten mächtiger Diabastuffe und Diabase, von Tonschiefern, von spärlichen Marmorbänken und quarzitischen Gesteinen (Grauwacken!), welch letztere häufig Kieselschiefereinschlüsse enthalten, zeigt einen deutlichen Anklang an die paläozoischen Gesteine der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen. Diese Ähnlichkeit erscheint um so bemerkenswerter, als die übrigen, im Karawankenzug so vollständig entwickelten paläozoischen Sedimente eine ganz anders geartete Ausbildung aufzeigen.

Die Analogie im Gesteinsbau mit der jungpaläozoischen Günser Insel (Mohr)[4]), mit dem durch „Quarzporphyr" gekennzeichneten Sausalgebirge und der unterkarbonen? (nach Teller) Zone der Ostkarawanken, spricht zugunsten der Annahme, daß die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen der Hauptsache nach aus jungpaläozoischen (karbonen) Gesteinen aufgebaut ist.

Ob der auflagernde dolomitische Kalk bei der Ortschaft Kalh (Nordrand der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen), der bisher keine Fossilien geliefert hat, derselben Serie zuzuzählen ist oder ob er den altpaläozoischen Gesteinen des Hohensteinmaisberges, von Hannersdorf und Sulz zuzurechnen ist, muß bis zur genaueren Untersuchung dieser Schieferinsel eine offene Frage bleiben.

Trotz dieser faciellen Übereinstimmung der Sedimente wird diese Altersdeutung solange nur ganz hypothethischen Charakter beanspruchen können, als nicht durch genauere Untersuchungen, insbesondere durch Fossilfunde sichere Anhaltspunkte gewonnen sind.

---

[1]) H. Leitmaier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitteilungen d. naturwiss. Vereins für Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908. Schon Rolle erwähnt von hier porphyrartige Gesteine.

[2]) V. Hilber tritt für ein silurisches Alter des Sausalgebiets, J. Dreger für ein devonisches ein. Erstere Ansicht beruht auf der Ähnlichkeit mit „silurischen" Gesteinen des Grazer Beckens (Semriacher Schiefer!). Es sei aber hervorgehoben, daß für diese neuerdings ein jüngeres, karbonisches Alter in Anspruch genommen wird. (H. Mohr, Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? Mitt. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1911, pag. 309—310).

[3]) F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896, pag. 44—52.

[4]) H. Mohr, Denkschrift. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. mathem.-naturw. Kl. Bd. LXXXVIII, pag. 17.

B. Der Untergrund des Eruptivgebiets von Gleichenberg.

Im östlichen Teil der Grazer Bucht breitet sich das durch seine jungvulkanischen Ausbrüche gekennzeichnete Eruptivgebiet von Gleichenberg aus [1]). Die Einschlüsse in den Basalttuffen lassen vielfach einen Schluß auf die Gesteine im tieferen Untergrund zu.

Im Basalttuff von Tobaj bei Güssing, der hart an der früher erwähnten Schieferinsel von „Sulz" gelegen ist, finden sich Einschlüsse von Grünschiefern [2]).

In der westwärts dieses Nord—Süd streichenden Zuges paläozoischer Schiefer gelegenen Region konnte ich in den Tuffen der „Stadt und Langberge" von Fürstenfeld zahlreiche Einschlüsse von Tonschiefer und einen von blaugrauem Kalk erkennen.

Wir stehen also hier noch im Bereiche der paläozoischen Zone. Wenige Kilometer südwestlich lassen die Tuffberge in der Umgebung der Stadt Feldbach (am Auersberg, Kalvarienberg, Unter-Weißenbach) nebst zahlreichen Trachytgesteinen, Leithakalken, sarmatischen und pontischen Fragmenten in großer Menge „Gneis"-Einschlüsse erkennen [3]). Trotz der großen Menge der eingeschlossenen kristallinen Gesteine lassen sich keinerlei Spuren paläozoischer Sedimente im Tuff nachweisen.

Es ist somit wahrscheinlich, daß die tertiären Bildungen unmittelbar dem „Gneis" aufgelagert sind.

Die Tuffe des Auersberges erwiesen sich stellenweise ganz erfüllt von Gneiseinschlüssen, umgeben von einer basaltischen Schlackenschicht. Die Auswürflinge erreichen oft Kopfgröße.

Südost von Feldbach haben die Tuffe von Kapfenstein zahlreiche Granite, Gneise, Eklogite und Aplite zutage gefördert [4]).

Leopold von Buch, Partsch, Anker, Andrae, Sigmund haben sie erwähnt. Für die Granite hat allerdings Dr. F. Heritsch [5]) in letzter Zeit einen jugendlichen Ursprung (Zusammenhang mit einem Tiefengestein des jungtertiären Gleichenberger Trachyt) angenommen.

In dem nördlich von Kapfenstein gelegenen Tuff des Waxenegg sind ebenfalls Graniteinschlüsse bekannt.

Das südlichste der „Gleichenberger" Eruptivvorkommnisse stellt das Klöcher Massiv dar. Am Kindbergkogel (nördliche Erhebung) konnte

---

[1]) A. Winkler, loc. cit. pag. 1.

[2]) F. Stoliczka, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn, pag. 2—4.

[3]) Schon Al. Sigmund fand letztere. Tschermaks min.-petr. Mitt. XVIII. 1899. Die Basalte d. Steiermark, pag. 393.

[4]) Nebst älteren Autoren siehe Al. Sigmund. Die Basalte d. Steiermark. Tschermaks min.-petr. Mitt. XVIII, pag. 388. — F. Heritsch, Über einige Einschlüsse und vulkan. Bomben von Kapfenstein etc. Zentralbl. f. Min.. Geol. u. Pal. 1908, pag. 302. — A. Winkler, loc. cit. pag. 411—412. Dort Inhaltsangabe der älteren Literatur.

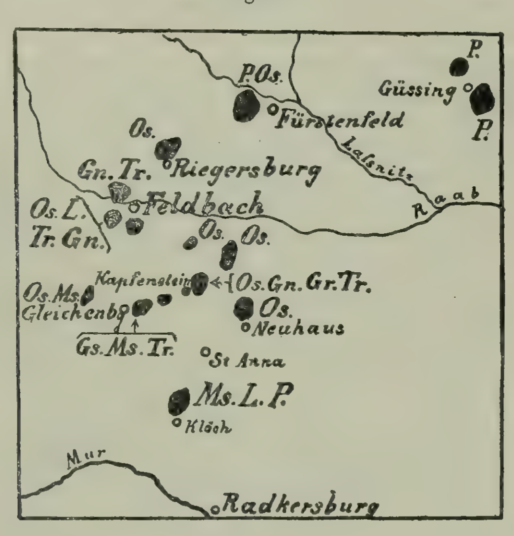
[5]) Loc. cit. pag. 15.

ich zahlreiche Einschlüsse paläozoischer Schiefergesteine erkennen [1]). Man steht hier bereits auf paläozoischem Boden.

Die Verbreitung der altkrystallinen Einschlüsse im Eruptivgebiete zeigt, daß ein Zug alter Gesteine in der Gegend von Feldbach vorhanden ist.

Es liegt nahe anzunehmen, daß er einen Parallelzug zu jener Reihe der paläozoischen Schieferinseln darstellt, die sich östlich von demselben aus der Gegend der Günser Insel über Sulz zum Aufbruch von Neuhaus-St. Georgen erstrecken [2]) [3]).

Fig. 1.



Verzeichnis jener Basaltdurchbrüche, welche Einschlüsse von in der Tiefe anstehenden Gesteinen enthalten.

Gn = Gneis. — *Gr* = Granit. — *Tr* = Trachyt und Andesit. — *P* = Paläozoikum.
Gs = Grunder Schichten. — *L* = Leithakalk. — *Ms* = Mittel(Unter)sarmatisch.
OS = Obersarmatisch.

Betrachtet man die geologische Übersichtskarte, so erkennt man, daß in der nördlichen Fortsetzung der durch die Tuffeinschlüsse nachweisbaren altkristallinen Zone, jener in das Innere der Grazer Bucht vordringende Sporn kristalliner Gesteine kennbar ist, der in das Becken vorspringend, im Zuge des Kulmberges kulminiert.

---

[1]) Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. Tschermaks mineralog.-petrogr. Mitteilungen, Bd. XV, 1896, pag. 367. — A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 403.

[2]) Siehe pag. 504.

[3]) H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., LXXXVIII, 1912.

Es scheint sich also zwischen den paläozoischen Zug des Grazer Paläozoikums (und der Sausalinsel mit dem Possruk) im Westen und der Reihe der ungarischen Schieferinseln im Osten der mittelsteirischen Bucht wenigstens teilweise eine zentrale altkristalline Zone einzuschieben; sie tritt einerseits in den Vorsprung des Kulmberges (Gegend zwischen Hartberg und Weiz), anderseits in der verhüllten, erst durch die Vulkaneinschlüsse kenntlichen Zone bei Feldbach hervor.

2. Kapitel.

Einige Bemerkungen über das Trachytmassiv von Gleichenberg.

(Taf. XXI und Taf. XXII.)

Die Aufnahme dieses Gebietes ist noch nicht vollendet. Es mögen daher nur einige Resultate hervorgehoben werden. Die Altersdeutung der Eruptionsepoche des Trachyt-Andesitmassivs von Gleichenberg bezeichnet dieselbe als sarmatisch. Stur[1]) hat in der Geologie von Steiermark, allerdings nur mit allgemeinerer Begründung, diese Altersbestimmung aufgestellt; Sigmund[2]) und Hörnes[3]) haben sich ihr angeschlossen.

Meine bisherigen Begehungen haben mich bis jetzt nicht von der Richtigkeit dieser Annahme überzeugen können. Vielmehr deckt sich meine gewonnene Anschauung mit jener, welche bereits Friedau[4]) 1849 ausgesprochen hatte, „daß von einer Bodengestaltung vor Hervortreten des Trachyts keine Spur bemerkbar sei und daß derselbe allseits von jüngeren, ihm aufgelagerten Schichten umhüllt sei“.

Eine Auflagerung des Trachyts auf irgendein Niveau, wie es Stur annimmt, ist bei meinen Begehungen nirgenbs sichtbar geworden.

Die oberflächlich sichtbare Einhüllung besteht zum großen Teil aus unter- und mittelsarmatischen Schichten, in geringerem Maße aus pontischen Sedimenten.

Die Auflagerung der untersarmatischen Schichten auf das Eruptivgestein ist gegenwärtig an dessen Südrand in einer Abgrabung am Rücken westlich des Schaufelgrabens sichtbar. *Syndosmia sp.*, *Cardium protractum*, *Modiola marginata* und *Buccinum sp.* führende Tegelmergel lagern sich unmittelbar dem andesitischen Gestein der Randzone des Massivs an.

Die Lagerung der reichlich fossilführenden mittelsarmatischen Schichten über dem Trachyt tritt besonders deutlich im Bereiche des Wirberges (Gleichenberg Süd) zutage, woselbst mittelsarmatische

[1]) Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871, pag. 606.

[2]) Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tscherm. mineralog. petrogr. Mitteilungen XXI, pag. 264.

[3]) R. Hörnes, Das Alter der Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 52. — Ders. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903, pag. 1098—1100.

[4]) Fr. R. von Friedau, Skizze des Trachytvorkommens in der Gegend von Gleichenberg. Mitteilungen des Vereines der Freunde der Naturwissensch. V. Bd. 1849, pag. 257.

Schichten mit *Cardium nov. sp.*[1]), *Cardium cf. Barboti R. H.*[2]), *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Trochus sp. Mactra sp.* in der Ziegelgrube anstehen, während der unmittelbar angrenzende, eine Eruptionsspalte füllende Tuff zahlreiche aus der Tiefe geförderte Trachyt-Andesitblöcke enthält[3]).

Die Auflagerung sarmatischer Kalkbänke auf dem Trachyt wurde bereits von Dr. Clar[4]) mehrfach hervorgehoben.

Diese Angaben lassen erkennen, daß die Eruptionszeit des Gleichenberger Massivs älter als die sarmatische Stufe gewesen ist.

Es liegen auch trotz sehr detaillierter Untersuchungen, welche ich den sarmatischen Schichten südlich von Gleichenberg widmete, keine Anzeichen vor, daß innerhalb dieser Stufe in unmittelbarer Nähe eine so gewaltige Eruption stattgefunden hätte. Die vollkommene Konkordanz und der vollständige Mangel tuffiger Beimengung schließen eine solche Annahme wohl völlig aus[5]).

Es eröffnet sich die Möglichkeit, daß die Eruptionen innerhalb der zweiten Mediterranstufe oder der Grunder Schichten stattgefunden haben. Die Aufschlüsse im Leithakalk, 6—7 *km* SO von Gleichenberg bei Klapping und Risola, geben keine Anhaltspunkte hierfür[6]). Allerdings ist nicht die volle Mächtigkeit der Schichten erschlossen.

Aus dem nun zu erörternden Grunde scheint mir vorläufig ein noch höheres Alter mehr Wahrscheinlichkeit zu besitzen,

Wie schon erwähnt, enthalten die Basalttuffe des Wirberges und Sulzberges südlich von Gleichenberg nach Art eines Vulkanembryos große Schollen fremder Gesteine. Herr Dr. von Fleischhacker[7]) hat nun in diesem Höhenzuge eine Scholle fossilreicher Grunder-Schichten aufgefunden, welche sicherlich nur einen aus der Tiefe mitgerissenen Fetzen darstellt. Die zahlreichen, ebenfalls aus dem Untergrund entstammenden Trachyt-Andesitblöcke weisen zugleich auf ziemlich bedeutende Mächtigkeit des unten anstehenden Trachyts hin. Es erscheint mir unwahrscheinlich, daß diese leicht zerstörbare Grunder Mergel aus einer Region gefördert wurden, die unterhalb der mächtigen Trachytdecke gelegen ist; vielmehr scheint mir daraus, sowie aus dem Fehlen von Gesteinen des tieferen kristallinen Untergrunds hervorzugehen, daß die Grunder Schichten eher über, denn unter dem Trachyt gelagert sind. (Fig. 1.)

---

[1]) Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 443. Eine für mittelsarm. Schichten bezeichnende Cardienform.

[2]) Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 442. Nur in mittelsarm. Schichten vorkommend.

[3]) Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. Tschermaks min.-petr. Mitt. Bd. XVIII, pag. 390.

[4]) C. Clar, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 91. Neue Beobachtungen aus der Gegend von Gleichenberg. — Ders., Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 122. Mitteilungen aus Gleichenberg. — Ders., Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880. Notiz über das Eruptionsgebiet von Gleichenberg, pag. 152 und andere Abhandlungen.

[5]) A. Winkler, loc. cit.

[6]) A. Winkler, loc. cit. pag. 434—435.

[7]) R. v. Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.

Es ergibt sich demnach die Möglichkeit, daß die Trachyteruption vor Ablagerung der Grunder Schichten stattgefunden hat.

Eine untere Altersgrenze für die Bildungsepoche des Gleichenberger Massivs zu geben, erscheint nicht minder schwierig.

Da ältere als miocäne Schichten in Mittelsteiermarks Tertiärgebiet nicht bekannt sind, da das Trachytmassiv eine verhältnismäßig geringe Abtragung erkennen läßt und gegenwärtig noch eine bedeutende Erhebung darstellt, erscheint für dessen Entstehung ein jungtertiäres Alter wahrscheinlich.

Wenn man dem früher dargelegten Gedankengang folgend die Eruption in die Zeit vor Bildung des Grunder Horizonts verlegt, so erübrigt bloß der Zeitraum der „ersten Mediterranstufe“ und ihrer Hangendablagerungen als Bildungsepoche des Trachyt-Andesitmassivs, also „beiläufig“ jene Perioden, in denen sich die mächtigen kohleführenden Ablagerungen des Eibiswalder, Wieser und Köflacher Reviers etc., die Foraminiferenmergelgruppe und die „basalen marinen Mergel“ (siehe pag. 521 ff.) gebildet haben [1]).

Diese Altersdeutung ist insofern befriedigend, da hiermit die Eruptionszeit des Gleichenberger Massivs in dieselbe Epoche verlegt ist, in welcher der Ausbruch der räumlich am nächsten gelegenen Eruptionszone (mit ähnlichem Magma), nämlich das Aufdringen der untersteirischen Andesitmassen stattgefunden hat [2]). Denn deren Entstehung fällt nach Sturs und Tellers Untersuchungen in das Untermiocän.

Das Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv bildet eine Erhebung von elliptischem Umriß mit einer längeren Achse von zirka 4 *km* und einer kürzeren von zirka 3 *km*. Es taucht allseits unter jüngere, ihm auflagernde sarmatische und pontische Schichten hinab. (Taf. XXI.)

Daß jedoch die gegenwärtig sichtbare Oberfläche des Trachytmassivs nur einen kleinen Bruchteil seiner wirklichen Ausdehnung umfaßt und daß unter der transgressiven Sedimentdecke ein mindestens 20 mal so ausgedehntes Eruptivgebiet verborgen liegt, beweisen die zahlreichen Einschlüsse trachytisch-andesitischer Gesteine,

---

[1]) In betreff der Wahrscheinlichkeit, daß die kohleführenden Ablagerungen dem tieferen Miocän entsprechen, vergleiche insbesondere folgende Arbeiten: V. Hilber, Die Miocänablagerungen um die Schiefergebirge etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 509. — Ders., Über steirische Braunkohlen. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien 1908, pag. 73—76. — Ders., Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 281. — Ders., Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 391. — K. Hofmann, Aufnahmsbericht. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 19. — W. Petrascheck, Annahme des Alters der ersten Mediterranstufe für die mittelsteirischen Kohlebildungen. Vortrag, gehalten in der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien, Dezember 1912. Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8, pag. 354. Im Gegensatz dazu hielt Hörnes die Ablagerungen gleichartig mit den Grunder Schichten. Autor denkt an eine Parallelisierungsmöglichkeit mit dem „Schlier“ Hilbers = Foraminiferenmergelgruppe.

[2]) F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc., SW-Gruppe Nr. 85, Pragerhof—Windisch-Feistritz. — Ders., Erläuterungen zur geologischen Karte der südöstlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen, 1896, pag. 188. — R. Hörnes, Bau und Bild der Ebenen, 1903, pag. 935. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 626.

welche man in den Tuffen der jüngeren basaltischen Durchbrüche schon seit langem kennt. (Taf. XXII.)

Die unmittelbar südlich des Gleichenberger Massivs gelegene Tuffspalte der Wirberge, Sulzberge, Röhrkögel, welche sich von dem Rand dieses älteren Massivs 2 *km* südwärts erstreckt, enthält allerorts zahlreiche, oft kopfgroße, aus dem Untergrund mitgerissene Blöcke von Trachyt-Andesit [1]); sie zeigen an, daß die Eruptivmasse (Andesit-Trachytmassiv) sich südwärts auf mindestens 2 *km* Erstreckung ausdehnt.

Analoges beobachtet man in dem zirka 2 *km* Südost des Trachyt-Andesitmassivs gelegenen Basalttuffschlot des Mohrenkogels. Der 4—5 *km* östlich der Gleichenberger Kogeln auftretende Tuff von Kapfenstein enthält, wie schon mehrere Beobachter angegeben haben, Einschlüsse trachytischer Gesteine, die anzeigen, daß sich das ältere Eruptivmassiv ostwärts auf eine Erstreckung von mindestens 5 *km* in der Tiefe ausdehnen muß.

Die in NNW-Richtung zirka 8 *km* von Gleichenberg entfernten Basalttuffberge bei Feldbach (Kalvarienberg) und Unterweißenbach erscheinen derart mit trachytisch-andesitischen Blöcken gespickt, daß diese einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau dieser Tuffgesteine nehmen. In gewissen Lagen erscheinen diese zum vorherrschenden Teil aus über kopfgroßen Trachytblöcken gebildet. In dem noch um zirka 2 *km* nördlich gelegenen Tuff des Auersberges traf ich die gleiche Erscheinung. Diese Einschlüsse beweisen, daß das Eruptivmassiv sich nach N mindestens auf eine Strecke von 10 *km* ausdehnt und daß es hier, nach der großen Zahl der im Tuff eingeschlossenen Blöcke zu urteilen, noch eine bedeutende Mächtigkeit besitzt.

Auf Grund dieser Beobachtungen erhält man ein beiläufiges Bild von der Tiefenausdehnung der trachytisch-andesitischen Massen. Man erkennt, daß in Oststeiermark ein Eruptivmassiv sich ausbreitet, dessen weit über seine Umgebung aufragendes Zentrum durch die Gleichenberger Kogeln gegeben ist, während seine größtenteils unter jüngeren Sedimenten verborgene Gesamtausdehnung sich in nordsüdlicher Richtung auf mindestens 15 *km*, in ostwestlicher Richtung auf zirka 10 *km* beläuft.

Zwischen den Ortschaften Neuhaus (Vas dobra) und St. Georgen (Vislendva) taucht an der österreichisch-ungarischen Grenze die schon vorhin erwähnte paläozoische Schieferinsel aus der tertiären Umhüllung empor [2]), zirka 5 *km* vom heute sichtbaren SO-Rand des Gleichenberger Trachytmassivs entfernt. Unter- und mittelsarmatische (stellenweise auch obersarmatische) Schichten bilden die Umrandung dieses Gebirgsstockes, der hoch hinan mit diesen Sedimenten umgürtet ist. Im Graben westlich der Ortschaft Guitzenhof (Graben an der Waldlisiere), an einer Lokalität, wo die Erosion besonders tief hinabgegriffen hat, fand ich am Rande dieser Insel im Liegenden der

---

[1]) K. J. Andrae, Berichte über die Ergebnisse geogn. Forschungen im Gebiete etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 277—79. — A. Winkler, loc. cit. pag. 426.

[2]) Siehe pag. 504—505.

untersarmatischen Schichten ein festes, sandstein- oder konglomeratartiges hellgelbgraues Gestein, das den Eindruck eines Quarzsandsteins mit stark zersetztem, eruptivem (tuffigem?) Bindemittell erweckt Vielleicht handelt es sich hier um einen von dem nahegelegenen Trachyt-Andesitmassiv abstammenden Tuffsandstein.

Die Lagerung dieses Gesteines „unter“ den basalen (unter-) sarmatischen Schichten verdient hervorgehoben zu werden.

Über die Art des Eruptionsmechanismus, der sich im Trachyt-Andesitmassiv abspielt, vermag ich, da die Detailaufnahme dieses Gebietes noch keineswegs abgeschlossen ist, mich nur insoweit zu äußern, als ich den Eindruck wiedergeben will, den ich bei meinen bisherigen Begehungen gewonnen habe.

Professor Sigmund[1]), der, wie an anderer Stelle bereits ausgeführt wurde[2]), eine ausgezeichnete petrographische Studie über dieses Gebiet veröffentlicht hat, konnte nachweisen, daß der zentrale Teil des Massivs aus trachytischen Gesteinen, der Rand hingegen aus andesitischen gebildet sei.

Es lasse sich also ein saurer Kern aus einer mehr basischen Rinde herausschälen.

Entsprechend den früheren Angaben ist das gegenwärtige sichtbare Massiv nur ein Teil der vielfach unter den jüngeren Sedimenten begrabenen trachytisch-andesitischen Eruptiva. Das unmittelbare, rasche Ansteigen der Gleichenberger Kogeln, ihre geschlossene Erhebung um mindestens 400—500 über die unter der Sedimentdecke verborgenen Ausläufer zeigt an, daß das Eruptionszentrum des ganzen Gebietes wahrscheinlich in denselben zu suchen ist. Die einheitliche Struktur des emporragenden Massivs läßt die „Dom“artige Natur des vulkanischen Vorkommnisses erkennen. Es scheint eine Staukuppe (Bergeat)[3]) großen Stils vorzuliegen, eine über der Aufbruchsöffnung aufgetürmte Kuppel von zähen, gasarmen (Fehlen der Explosiva!) Magma, in welcher Differentiation die Bildung einer basischen Randzone hervorrief. Schon Professor Hoernes hatte im Jahre 1880 die einheitliche Bildung der helleren und dunkleren Gesteinsvorkommen[4]) im Massiv angenommen; Hussak[5]) hatte ihm beigestimmt und Sigmunds Studien[6]) ließen die räumliche (konzentrische) Verteilung und die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen erkennen.

Die weithin unter den jüngeren Sedimenten verbreiteten Ausläufer des Massivs erscheinen als die nach verschiedenen Richtungen abgeflossenen Ströme und Lavaflüsse. Professor Sigmund konnte im

---

[1]) Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tscherm. min.-petr. Mitteilungen, Bd. XXI, 1902, pag. 261.

[2]) A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 427—428.

[3]) A. Bergeat, Über Staukuppen und verwandte Bildungen. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläont. Stuttgart 1907, Festbd.

[4]) R. Hoernes, Das geol. Alter der Eruptivgesteine etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 52.

[5]) Dr. Eugen Hussak, Über Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 160—161.

[6]) Al. Sigmund, loc. cit.

nördlichen Teil des Eruptivstockes einen Spaltenerguß[1]) konstatieren, in dessen Fortsetzung die unweit davon aus dem Tertiär isoliert auftauchende Trachytkuppe von Gossendorf gelegen ist.

Die früher erwähnten Einschlüsse scheinen anzuzeigen, daß die Lavamassen sich insbesondere in nördlicher Richtung ausgebreitet haben; sehr bemerkenswert erscheint in dieser Hinsicht der ungeheure Reichtum an trachytisch-andesitischem Gestein in der Gegend Feldbachs (10 *km* nördlich des Massivs) gegenüber dem vollständigen Mangel desselben in dem sehr genau untersuchten, südlich von Gleichenberg gelegenen Hochstradner und Klöcher Massiv. Der Abfluß der Lavamassen in vorwiegend nördlicher Richtung steht jedenfalls mit einer primären Neigung des Bodens in Zusammenhang. Er deutet darauf hin, daß schon im Altmiocän, nördlich eines durch das Auftreten des Trachytmassivs und der Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen markierten horstartigen Rückens, eine Depression gelagert war. Sie gelangt in sarmatischpontischer (thracischer) Epoche später zu besonders deutlicher Ausprägung (siehe später).

Für die Deutung des Gleichenberger Massivs als Staukuppe erscheint es bedeutsam, daß es Professor Sigmund gelungen ist, Einschlüsse der entsprechenden Tiefenfacies aufzufinden[2]). Im Trachyt konstatierte er Quarzglimmerdiorit, während der Quarztrachyt Granitit enthielt.

Diese Funde sprechen zugunsten der Annahme, daß das Gleichenberger Trachytmassiv (Gleichenberger Kogeln) den oberflächlichen Ausdruck einer Intrusion darstellt, die sich als zähe Masse kuppenförmig aufzustauen vermochte.

Für die Annahme, daß das Gleichenberger Massiv etwa als bloßgelegter Kern eines Laccolithen anzusehen wäre, liegen keinerlei Anzeichen vor. Da heute auf demselben eine mindestens 300 *m* mächtige Decke transgredierender Sedimente auflagert, so müßte bei Annahme der Laccolithnatur die sehr unwahrscheinliche Voraussetzung gemacht werden, daß eine mindestens 400 *m* mächtige Sedimentdecke, in welche der Trachyt eingedrungen wäre, vollständig abgetragen wurde. Erst nachträglich hätte eine beinahe ebenso mächtige Einhüllung stattgefunden, welche letztere gegenwärtig wieder teils abgetragen, teils erosiv aufgelöst erschien.

Die Unwahrscheinlichkeit, daß bei dieser wechselnden Anlagerung und Abtragung das Massiv mit seiner andesitischen Randzone hätte erhalten bleiben können, ferner das Auftreten schlackiger Gesteine an mehreren Punkten, das auf eine oberflächliche Bildung schließen läßt, zeigen an, daß die Annahme der Laccolithnatur jeder Begründung entbehrt.

Als eine Bildung besonderer Art erscheint der im Schaufelgraben (im südöstlichen Teil des Massivs) auftretende Quarztrachyt. Er stellt wohl ein extrem saures Abspaltungsprodukt des trachytischen Magmaherdes dar. In Übereinstimmung mit Professor Sigmund[3]) möchte

---

[1]) Al. Sigmund, loc. cit. pag. 272.
[2]) Al. Sigmund, loc. cit. pag. 301.
[3]) Al. Sigmund, loc. cit. pag. 299.

ich eine geringe zeitliche Verschiedenheit im Empordringen gegenüber den trachytisch-andesitischen Massen annehmen. Ich fand in demselben zahlreiche Einschlüsse graugrüner tuffiger Gesteine.

Die Resultate über das Eruptivgebiet von Gleichenberg zusammenfassend, will ich darauf hinweisen, daß die Trachyt-Andesitberge nur den ragenden Gipfel eines viel ausgedehnteren und unter jüngeren Schichten verborgenen Vulkangebiets darstellen. Seine Lavamassen haben sich von dem eine Staukuppe darstellenden zentralen Massiv insbesondere nach Norden ergossen. Ihre Ausbruchszeit ist in die vorsarmatische, vielleicht sogar altmediterrane Epoche rückzuverlegen.

3. Kapitel.

Mittelsteiermark im Oligocän.

Die mittelsteirische Scholle ist durch das Fehlen aller Oligocänsedimente charakterisiert[1]). Da letztere in der unmittelbar angrenzenden untersteirisch-kroatischen Region weit verbreitet sind, dürfte Mittelsteiermark die Küstenlandschaft zu diesem oligocänen Meeres- (und Brackwasser-) Becken dargestellt haben.

Die Annahme liegt nahe, daß der langandauernde Stillstand des Meeresspiegels in Untersteiermark auch in der Talbildung des ihm zuscharenden mittelsteirischen Flußnetzes sich ausprägen mußte. Es ist daher wahrscheinlich, daß sich noch Terrassenreste auffinden lassen werden, welche den Talböden (vielleicht auch mehr oder minder ausgebildeten Einebnungsniveaus) der oligocänen Epoche entsprechen. Da nun die tiefmiocänen Ablagerungen vielfach bis in bedeutende Seehöhe hinaufreichen (so im Remschnigg- und Radelgebirge), stellenweise 900 *m* Seehöhe besitzen[2]), muß auch die oligocäne Landoberfläche mindest im Bereiche der eben genannten Regionen in bedeutende Seehöhe verlegt werden.

Vielleicht sind in vielen hochgelegenen Terrassenflächen, die sich oft mit großer Deutlichkeit im Bereiche des Koralpengebiets, am Posruck und Bacher, ferner in der übrigen Umrandung der Grazer Bucht erkennen lassen, Überreste dieser alttertiären Landoberfläche zu vermuten. Sölch[3]) hat kürzlich auf das Vorhandensein dieser hochgelegenen Niveauflächen hingewiesen. Bei Besprechung der miocänen Tektonik wird auf diese Frage noch zurückgekommen werden.

4. Kapitel.

Die „basalen marinen Mergel" des Miocäns in Mittelsteiermark.

Als basales Tertiärsediment tritt am Ost- und Nordostrande des Possrukgebirges ein Komplex von dunkelgraubraunen marinen Mergeln mit untergeordnetem Sandstein und Tuffbänken zutage. Diese Schicht-

[1]) R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen. Wien 1903.
[2]) Siehe Kapitel: Die Grundner Schichten Mittelsteiermarks.
[3]) J. Sölch, Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verhandlungen des 18. Deutschen Geographentages in Innsbruck 1912.

gruppe fällt großenteils mit jenem Schichtkomplex zusammen, den Stur als Fortsetzung der „Süßwasserschichten von Eibiswald und Sotzka“ [1]) in der Umrandung dieses paläo-mesozoischen Gebirgsstockes auf seiner Karte zur „Geologie der Steiermark“ ausgeschieden hat. Indessen ließ die Auffindung mariner Organismen in dem allerdings sehr fossilarmen Schichtkomplex diese Annahme als nicht richtig erkennen.

Man ist genötigt, für die Bezeichnung dieser Schichtgruppe einen neuen Namen zu wählen. Ich will für dieselbe die Bezeichnung „basale marine Mergel“ verwenden. Es ist darin auch schon die stratigraphische Analogie zu jenen sehr wahrscheinlich gleichaltrigen Untermiocänbildungen Untersteiermarks angedeutet, welche Teller [2]) und Dreger unter der Bezeichnung „marine Mergel und mürbe, mergelige Sandsteine“ auf den geologischen Karten der k. k. geol. Reichsanstalt zur Ausscheidung brachten.

Das vorherrschende Element in dem Schichtenbau der „basalen marinen Mergel“ bilden dunkelgraue bis grauschwarze Mergelschiefer, die mit feinkörnigen Sandsteinbänken wechsellagern. Letztere zeigen auf den Schichtflächen prächtige Wülste ausgebildet. Sowohl die Fossilarmut des Komplexes als auch der mannigfache, regelmäßige Wechsel mergeliger und sandiger Bänke, das Auftreten von Fließwülsten und ähnlichen Erscheinungen verleihen diesen Schichten eine Ähnlichkeit mit dem Flysch. Sie zeigen an, daß man es mit einer strandnahen Seichtwasserbildung zu tun hat.

Es sollen im folgenden an der Hand der begangenen Profile noch einige Daten über die Verbreitung und Lagerung dieses Komplexes Platz finden. (Taf. XXI und Taf. XXII.)

Ein leicht erreichbarer Aufschluß in den „basalen marinen Mergeln“ findet sich an der Straße von Ober-St. Kunigund nach St. Georgen (zirka 2 *km* WNW des erstgenannten). In einem Steinbruch ist eine Wechsellagerung von festen, klingenden, plattigen Mergelschiefern mit harten Sandsteinbänken sichtbar. Die Ablagerung, welche von einer steilen Cleavage durchsetzt ist, zeigt Streichen NNO, Fallen 42° WNW. Es gelang mir an dieser Stelle einen ziemlich guterhaltenen Seeigel aufzufinden.

Die Gräben und Höhenrücken südlich von Ober-St. Kunigund geben ein deutlich aufgeschlossenes Profil der tertiären Schichtfolge. Der triadische Hauptdolomit [3]), der, wie es scheint, südwärts auf Serizitschiefer und Arkosen — nach der Beschaffenheit jedenfalls Verrucano — aufgeschoben ist, trägt auf seinem Rücken eine mächtige Decke miocäner Sedimente. Auch letztere sind stark gestört; es konnten in denselben maximale Neigungen bis zu 80° beobachtet werden. Das vorherrschende Einfallen ist gegen NW gerichtet.

Man überquert im Anstieg auf den Rücken, der die Häusergruppe Gaiberg trägt, jene schon geschilderte Folge von graubraunen

---

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871.

[2]) F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc. SW-Gruppe. Pragerhof—Windisch-Feistritz Nr. 85, Praßberg a. d. Sann Nr. 84, Eisenkappel und Kanker Nr. 83 u. andere.

[3]) F. Blaschke (Geol. Beobachtungen etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910) hat zuerst das Auftreten mesozoischer Gesteine bei St. Kunigund erwähnt.

Mergeln und flyschartigen Sandsteinbänken. Die mechanische Beanspruchung der Gesteine äußert sich nicht nur in der durchschnittlich sehr bedeutenden Neigung der Schichten, sondern auch in den zahlreichen Cleavageklüften, die oft eine griffelartige Verwitterung hervorruft, und in dem Durchschwärmtsein der Gesteine von einem Netz kalzitischer Adern.

Bei Kote 460 der Spezialkarte findet man in den graubraunen Mergelschiefern eine Bank von grünem Tuffsandstein eingelagert. Am Höhenrücken weiter fortschreitend findet man eine prächtige Wechsellagerung von grünen Tuffbänken mit Tuffsandsteinen und Mergeln. Die Ablagerung zeigt hier 22° NO gerichtetes Fallen. Das Auftreten der bei makroskopischer Betrachtung den untersteirischen Andesittuffen nahestehenden Eruptiva, erscheint von Bedeutung. Denn die Analogie, welche diese Ablagerungsserie auf Grund ihrer stratigraphischen Position, ihrer faciellen Beschaffenheit (vorwiegende Mergelbildungen, Fossilarmut, Cleavagen etc.) mit den tiefstmiocänen Ablagerungen Untersteiermarks besitzt, findet in dem Auftreten der Eruptiva eine neue Bestätigung. Nach den ausgezeichneten Untersuchungen von Teller[1]) sowie jener von Dreger[2]) und Gorjanovic-Kramberger[3]) charakterisieren diese Eruptiva von Innerkrain bis in das kroatische Tiefland hinaus stets, und zwar ausschließlich die tiefmiocänen Sedimente.

Denn trotz der so genauen und detaillierten Untersuchungen von Bergrat Teller in Untersteiermark und Krain wurde niemals in mittelmiocänen Ablagerungen (also im unteren oder oberen Nulliporenkalk [Tellers und Bittners] und im zwischenlagernden Tüfferer Mergel) eine eruptive Beimengung auf primärer Lagerstätte angetroffen. Das Auftreten der Tuffe ist ein sicherer Hinweis auf das „untermiocäne" Alter der „basalen marinen Mergel" und daher ein deutlicher Beweis für die tiefmiocäne Entstehung der Grazer Bucht (Mittelsteiermark) in ihrer ersten Anlage.

Bis zur Häusergruppe Tauscher erscheint der erwähnte Rücken aus graubraunem Mergel (mit Tuffbänken) aufgebaut. Auf der Kuppe südlich davon läßt sich im ansteigenden Hohlwege die starke mechanische Beanspruchung dieser Gesteine erkennen. Die Mergelschiefer erscheinen stellenweise von phyllitischen Häutchen überzogen, die Schichtung wird undeutlich, die Cleavage tritt in den Vordergrund. Die Mergel erscheinen in linsenförmige, von Kluftflächen begrenzte Partien aufgelöst.

Es findet sich hier in einem Anfangsstadium jene mechanische Struktur ausgebildet, die nach Dr. Ampferers[4]) ausgezeichneten Darlegungen eine bekanntlich mechanisch sehr stark beanspruchte Zone am Südrande der Nordtiroler Kalkalpen charakterisiert und sich in einer linsenförmigen Auflösung der Gesteinskörper äußert.

---

[1]) F. Teller, loc. cit.

[2]) J. Dreger, Erläuterungen zur geol. Karte Pettau und Vinica, SW-Gruppe Nr. 86, pag. 6 u. a.

[3]) K. Gorjanovic-Kramberger, Erläuterungen zur geol. Karte von Kroatien, Rohitsch und Drachenburg, Zlatar-Krapina u. a.

[4]) Dr. O. Ampferer, Querschnitt durch die Ostalpen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 680—681.

Die Durchquerung des Possrukgrabens (Ober-St. Kunigund Süd) läßt erkennen, daß der südwärts ansteigende Verrucano und Dolomit zirka 1·5 *km* südlich des Grabenbeginns an einer Dislokation abschneidet. Die basalen marinen Mergel bauen nunmehr in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern das Gehänge von der Talsohle bis zur Rückenhöhe auf. Erst weiter südlich taucht darunter wieder Grundgebirge empor.

An den den Possrukgraben gegen Ost begrenzenden Rücken konnte die analoge Schichtfolge (ohne Tuffbänke) wahrgenommen werden. Wieder herrscht ein bunter Wechsel von überwiegenden braunen Mergeln mit Fließwülsten führenden Sandsteinen vor. Das Gestein ist durchzogen von einem kalkspätigen Geäder. Es erscheint wichtig, daß es gelang, an zwei Stellen deutlich kennbare Seeigelreste aufzufinden. Es konnte daher der marine Charakter der Ablagerung auch hier festgestellt werden.

Die gleiche Schichtserie baut auch das Gehänge auf, welches sich südwärts bis zum bekannten Aussichtspunkt St. Urbani bei Marburg (Seehöhe 595 *m*) hinzieht.

Das Schichtpaket zeigt an diesem aufragenden Hügel ein konstantes, zirka 20° NW gerichtetes Fallen. Im Abstieg jedoch gegen Osten scheint eine Störung durchzuziehen. (Gegen den Sattel mit K. 345 der Spezialkarte.) Das konstante NW-Fallen macht unvermittelt einem weiterhin ebenso konstanten NO-Fallen Platz. Noch vor Erreichen der Kapelle mit K. 345 sinken die basalen marinen Mergel unter die flacher gelagerte „Foraminiferenmergelgruppe" unter.

Meinem Kollegen, Herrn cand. geol. R. Jäger, verdanke ich ferner die Mitteilung, daß dieser Schichtkomplex sich in gleichartiger Ausbildung westwärts (südlich von St. Georgen) bis in die Gegend von Leutschach fortsetzt. Er konnte am Schloßberge (SO von Leutschach) mächtige flyschähnliche Sandsteine mit Fließwülsten bemerken, deren Fallen um 40° NO gerichtet war. Beim Gehöfte Werzel stellten sich Mergellagen ein, die ein Fallen von 22° Ost aufwiesen. Der langgestreckte Radourischgraben, der zwischen St. Georgen und Ober-Kunigund in das Pößnitztal ausmündet, ist fast zur Gänze in die „basalen marinen Mergel" eingeschnitten, welche ein konstantes NO-Fallen (20—25°), am Ausgang des Grabens eine Nordsenkung erkennen ließen.

Diese Angaben zeigen, daß zwischen den Ortschaften Georgenberg, Ober-St. Kunigund, St. Urbani und der Drau dem Possrukrande entlang unmittelbar über dem Grundgebirge gelagert ein Streifen altmiöcäner Sedimente verbreitet ist, den schon Stur von der „Foraminiferenmergelgruppe" abschied und den Süßwasserschichten von Eibiswald und Sotzka zuzählte. Die Begehungen haben ergeben, daß die Ablagerungsserie als Marinbildung aufzufassen ist, deren starke Störung und mechanische Beanspruchung neben dem vorwiegend dunklen Mergelsediment einen deutlichen Unterschied von der jüngeren „Foraminiferenmergelgruppe" hervortreten läßt.

In der Gegend südlich von Leutschach scheinen die „basalen marinen Mergel" gegen das Grundgebirge des Remschniggzuges sich abzugrenzen. Das Grundgebirge des Possruk läßt in der Gegend Leutschach einen gegen Nord gerichteten Vorsprung um mehrere

Kilometer erkennen. An dieser beiläufig meridionalen Linie streichen diese altmiocänen Sedimente, die noch das Gebiet des „Schloßberges" (Höhenrücken Südost von Leutschach) aufbauen, aus.

Wie noch später ausgeführt wird, treten am Grundgebirge des vorrspingenden Remschniggzuges (Leutschach W) keine „basalen marinen Mergel" zutage. Infolge einer bedeutenden Niederbeugung der Schichten kommen westlich von Leutschach selbst die das Hangende der „Foraminiferenmergelgruppe" bildenden Konglomerate bis an die Talsohle herab.

Die Frage, ob die Schichtgruppe der „basalen marinen Mergel" westwärts sich noch in der Tiefe in das Eibiswald-Wieser Becken fortsetzt oder ob ihre westliche Strandlinie bereits in der Gegend von Leutschach gelegen war, läßt sich nicht ohne weiteres beantworten. Jedoch scheinen einige Gründe zugunsten letzterer Annahme zu sprechen.

Die Süßwasserablagerungen, welche das Eibiswalder und Wieser Becken erfüllen, sind bekanntlich durch eine reiche Säugetierfauna gekennzeichnet, die auf Helvetien und „nicht" auf Burdigalien deutet.

Diese Erscheinung, ferner die Tatsache, daß die Pforte, welche bei Leutschach in das Eibiswald-Wieser Becken hineinführt, jedenfalls noch bedeutenden jüngeren tektonischen Bewegungen ausgesetzt war, macht es plausibler, daß die Süßwasserschichten von Eibiswald und Wies sowie ihre Fortsetzung gegen Arnfels und Leutschach möglicherweise zur Gänze der oberen Abteilung des tieferen Miocäns, der Foraminiferenmergelgruppe äquivalent seien. Es wird meine Aufgabe bei Besprechung dieses Schichtkomplexes sein, nachzuweisen, daß sich tatsächlich auf der Strecke Arnfels—Leutschach—St. Egydi der Übergang der marinen „Foraminiferenmergelgruppe" in die brackisch-lacustren Sedimente vollzieht. Indessen ist der Autor durch diese Angabe keineswegs zur Meinung gelangt, daß die helvetischen lacustren Ablagerungen von Eibiswald etc. und ihre mutmaßlichen Äquivalente mit den „Grunder Schichten Mittelsteiermarks" (Florianer Tegel etc.) identisch seien. Vielmehr wird noch ausgeführt werden, daß der Autor es für wahrscheinlich hält, daß die Grunder Schichten Mittelsteiers nur der oberen Abteilung des Helvetien, die lagunären Süßwasserablagerungen sowie ihre stratigraphischen Äquivalente (Eibiswalder Schichten, Foraminiferenmergel) einer tieferen Abteilung desselben entsprechen.

Für die „basalen marinen Mergel" erübrigt demnach, ein dem Burdigalien gleiches Alter, also eine äquivalente Bildungszeit mit den Ablagerungen der ersten Mediterranstufe.

Auf die Stütze, welche diese Parallelisierung in der genauer erforschten stratigraphischen Gliederung des untersteirischen Tertiärs findet, wird nochmals zurückgekommen werden.

Das Auftreten dieser untermiocänen Ablagerungen am Südrande der „Grazer Bucht" zwischen Marburg — Urbani — Kunigund und Leutschach läßt erkennen, daß die Entstehung der Grazer Bucht in ihrer ersten Anlage an die Wende von Oligocän und Miocän zu versetzen ist.

Das Nord (und NO) gerichtete Untersinken der „basalen marinen Mergel“ entlang der Linie Leutschach—St. Kunigund unter jüngere Bildungen, läßt vermuten, daß sich dieselben mehr oder minder weit im Untergrunde der Windischen Büheln ausbreiten werden. Indessen sind nirgends so tiefreichende Aufschlüsse vorhanden, die erlauben würden, über die Nordgrenze ihrer Verbreitung auch nur eine Vermutung anzustellen.

5. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung „der basalen marinen Mergel“.

Die steile Aufrichtung der „basalen marinen Mergel“, ihre starke Diagenese, und die stellenweise beginnende Phyllitisierung läßt erkennen, daß sie den flachgelagerten und wenig metamorphen „Foraminiferenmergeln“ gegenüber bedeutendere Störungen erlitten haben. Basale marine Mergel und Foraminiferenmergelgruppe sind durch eine tektonische Diskordanz getrennt.

Die Aufrichtung der „basalen marinen Mergel“ am Possrukrande entspricht bereits jenem Typus tektonischer Bewegungen, welcher die untersteirisch-krainischen Faltenzüge beherrscht. Der vorzüglich aus paläozoischen (vorwiegend wohl Jungpaläozoikum) Gesteinen erbaute Rücken des Possruk mit auflagernder Triasdecke, die Umgrenzung desselben mit der aufgerichteten miocäen Mergelserie, erinnert schon auffallend an das Bild der untersteirischen paläozoisch-triadischen Aufbruchswellen, welche als mehr oder minder starre Klötze den bewegten Oligocän-Miocänablagerungen eingeschaltet erscheinen[1]. Der Possruk stellt somit den nördlichsten Ausläufer jenes tektonischen Typus dar, der in Untersteiermark durch die Massive des Wotsch, Gonobitzer Gora, Bacher und Ravna-Gora etz. repräsentiert wird.

Wie schon in der vorläufigen Mitteilung angedeutet wurde, findet diese altmiocäne Störungsphase am Possrukrande, ihr Analogon in jenen tektonischen Bewegungen Untersteiermarks, die die Ausbildung der großen Andesit-Bruchspalte Schönstein — Wöllan — Hohenegg—Donatibruch[2] hervorgebracht haben. Wie gleichfalls angegeben wurde, scheint die Foraminiferenmergelgruppe und ihre lakustren Äquivalente viel weiter in die Grazer Bucht einzudringen und in den randlichen Lagunen jene Süßwasserabsätze niederzulegen, die sich durch eine Helvetienfauna kennzeichnen. Das Auftreten dieser Süßwasserablagerungen, die nach Ed. Suess als „Horizont der Lignite von Pitten“ zusammengefaßt werden, ist nicht nur auf die Umrandung der Grazer Bucht beschränkt, sondern sie erscheinen im Bereiche fast der ganzen östlichen Alpen lokal verbreitet.

---

[1]) Damit würde auch die beobachtete Südüberschiebung im triadisch-permischen Grundgebirge des Possruks harmonieren.

[2]) Letztere ist jünger als die „marinen Mergel“, welche an ihr versenkt werden, läßt anderseits noch im Untermiocän mächtige Andesitmassen ausfließen.

Das Auftreten so ausgedehnter kohleführender Becken in Regionen, welche überhaupt keine oligocänen Sedimente erkennen lassen, spricht entschieden für die Annahme einer ausgedehnten Senkung vor ihrer Bildung. Diese Annahme findet eine weitere Stütze darin, daß an der Basis dieser Sedimente mehrerorts (so im Gebiete des Friedberger Tunnels, in der Pinkafelder Bucht etc.) grober Blockschutt entwickelt ist. Die Entstehung des letzteren wurde schon von Penck und Petrascheck auf tektonische Bewegungen zurückgeführt. Da nun viele dieser Süßwasserablagerungen (siehe später) versenkte Reste ausgedehnterer Schollen darstellen, glaube ich zur Annahme berechtigt zu sein, daß sich im Untermiocän eine gewaltige Tiefersenkung der östlichen Zentralalpen unter das limnische — in der Grazer Bucht zum Teil auch unter das marine — Akkumulationsniveau geltend machte.

Die Aufrichtung der „basalen marinen Mergel" am Possrukrande erscheint demnach nur als die Aufstauung am Südrande jenes gewaltigen Senkungsfeldes.

Wenn wir entsprechend den früheren Ausführungen das Meer der „basalen marinen Mergel" bei Leutschach westwärts begrenzen lassen [1]), so erscheint demgegenüber durch die nachfolgende noch im Untermiocän eintretende Senkung das Becken des „Foraminiferenmergelmeeres" und seiner randlichen Lagunen gegen Westen, Norden und Nordosten sehr bedeutend erweitert. Es erscheint diese Bewegungsphase als die wichtigste und bedeutendste, da sie die tektonische Ausgestaltung der mittelsteirischen Bucht in ihren Grundzügen festlegte.

6. Kapitel.

Der „Foraminiferenmergel" (= mittelsteirischer Schlier) und seine Beziehungen zu den Süßwasserschichten von Wies und Eibiswald.

Im Südwesten der mittelsteirischen Bucht ist in räumlich unmittelbarem Anschluß an die „basalen marinen Mergel" ein Streifen mariner Ablagerungen verbreitet, der von Hilber als „mittelsteirischer Schlier" [2]), von Stur als Foraminiferenmergel bezeichnet wurde [3]) und dessen Vorhandensein bereits Rolle [4]) bekannt war. Er ist insbesondere in dem Raum der westlichen „Windischen Büheln" zwischen der Mur bei Spielfeld und der Drau bei Marburg verbreitet, wo er den Ost- und Nordostabfall des Possruks umsäumt, den „basalen marinen Mergeln" aufliegend. Er wird an den äußeren Rändern von marinen Konglomeraten oder von Leithakalkdecken (Steinberg, Platsch bei St. Egydi etc.) überlagert. Daß die Foraminiferenmergel nicht als annähernd gleichzeitige Bildung des „Leithakalks" angesehen werden können, hat schon

[1]) Siehe pag. 519.

[2]) V. Hilber, Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. d. geol. Gesellsch. 1908, pag. 76.

[3]) D. Stur, Geologie d. Steiermark, pag. 562.

[4]) F. Rolle, Geol. Untersuchungen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, pag. 284—285.

Stur gezeigt, indem er die Verschiedenheit der Foraminiferenfauna beider Ablagerungen hervorhob [1]).

Hilber gibt an [2]), daß diese Sedimente als „Schlierbildungen" sowohl der Fauna als der Facies nach zu bezeichnen sind. Es gelang insbesondere bei Spielfeld, „sicheren Schlier" aufzufinden. Analoge Schichten gibt er von Jahring (St. Egydi Süd) und aus der Gegend von Marburg an. Blaschke [3]) fand in demselben Gebiete die Leithakalkdecke des Platschberges bei Zieregg „schlierartigen" Mergeln aufgelagert.

Diese fossilarmen, vorzüglich nur durch Foraminiferen, Pectenschalen, Spatangiden und Brachyuren gekennzeichneten Ablagerungen wurden von Hilber in Übereinstimmung mit Stur als mutmaßliche stratigraphische Äquivalente des Grunder Horizonts (Florianer Tegels) angesehen, die in „Schlierfacies" ausgebildet sind [4]).

Aus der Umgebung von St. Egydi erwähnt Stur [5]) eine reiche von Reuß bestimmte Foraminiferenfauna sowie das Vorkommen von *Pecten duodecim lamellatus*, während er südlich dieses Ortes zwischen Jahring und St. Jakob in denselben Schichten eine *Lima sp.* nebst Krebsscheeren, Spatangiden und Fischschuppen aufgefunden hat.

Hörnes hat in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889 eine Versteinerungssuite aus der Gegend von St. Egydi bekanntgegeben [6]); schließlich finden sich in den Jahresberichten des „Joanneums" in Graz mehrfache Angaben von Prof. Hilber über Fossilfunde im Bereiche dieser Schichtgruppe (besonders von Jahring) [7]).

Meine Begehungen in der Umgebung von Spielfeld, Ehrenhausen und St. Egydi haben mich zu einer etwas abweichenden Auffassung der Verhältnisse geführt.

Die Schlierablagerungen wurden von mir an vielen Profilen genauer studiert.

Der Komplex der Foraminiferenmergelgruppe läßt sich aus hellen marinen Mergeln, oft reichlich Foraminiferen führend, aus sehr mächtigen Sanden mit untergeordneten Sandsteinbänken und Konglomeratlagen zusammengesetzt erkennen.

Im allgemeinen läßt sich angeben, daß der Fossilreichtum von Osten gegen Westen hin abnimmt. Mit Annäherung an St. Georgen und Leutschach nimmt der Kalkreichtum des Gesteines ab und Hand in Hand damit werden die Schichten stets fossilärmer. Aus den blättrigen, foraminiferenreichen Mergeln entwickeln sich sandigglimmerreiche Mergel mit sehr spärlichen Fossilien. Das Zurücktreten organischer Reste im Westen stellt wohl nur zum Teil eine primäre

[1]) Nach Stur fehlen dem Foraminiferenmergel die für den „Leithakalk"-Tegel bezeichnenden Genera *Amphistegina, Heterostegina, Verneuilina, Discorbina, Bulvinolina* und *Polystomella*.

[2]) V. Hilber, LXXVI. Jahresbericht d. steiermärkischen Landesmuseums etc. 1897. Graz 1898, pag. 18.

[3]) F. Blaschke, Geologische Beobachtungen aus der Umgebung von Leutschach etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 56.

[4]) V. Hilber, loc. cit. pag. 74.

[5]) D. Stur, loc. cit. pag. 562.

[6]) R. Hörnes, Versteinerungen aus dem Mergel von St. Egydi. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 33.

[7]) XCI., LXXXVII. und LXXXVI. Jahresbericht des steiermärk. Landesmuseums Joanneum über die Jahre 1903, pag. 19, 1898, pag. 23 und 1897, pag. 18.

Erscheinung dar, es erscheint vorzüglich durch Auflösung der Molluskengehäuse hervorgerufen zu sein, die wohl wieder in der Kalkarmut des Sediments begründet ist. Es gelang auch noch in der Umgebung von Leutschach, die zarten Abdrücke mariner Organismen in diesen Sedimenten zu erkennen.

Es sollen im folgenden zunächst die Ergebnisse der Begehungen im Bereiche der „Foraminiferenmergelgruppe" dargelegt werden. (Taf. XXI.)

Die hangenden Partien der „Foraminiferenmergelgruppe" sind besonders in der Umgebung von St. Egydi gut erschlossen.

Die Besteigung der westlich davon gelegenen Kuppe mit Kote 426, welche eine weithin sichtbare Kapelle trägt, entblößt ein interessantes Profil. Über blaugrauen, blättrigen Tonmergeln, die dunklere, Foraminiferen führende Lagen enthalten, trifft man grüne, sandige Tegelbänke an. Diese gehen nach oben in Sande über und werden schließlich von einer zirka 8—10 *m* mächtigen Decke von festem, „Grunder Konglomerat" und Sandstein überlagert[1]). Die Schichtfolge weist ein 25° Nordost gerichtetes Fallen auf. Die Konglomeratbänke treten im orographischen Relief außerordentlich prägnant hervor, da sie mauerartig am Ostabfall des Hügels vorspringen. (Taf. XXII.)

Die der Kuppe Kote 426 nördlich vorgelagerten Hügeln lassen wieder die gleichsinnig absinkenden Konglomeratbänke, unterlagert von Sanden erkennen.

Der ausgedehnte Rücken, der sich von Kote 426 zum Platsch westwärts hinzieht, erscheint aus mächtigen „Foraminiferenmergeln" aufgebaut, die mehrfach Sandzwischenlagen erkennen lassen. Bei Kote 440 treten hier Leithakalke als Hangendes zutage, die ohne Zwischenschaltung des Konglomerathorizonts unmittelbar den „Foraminiferenmergeln" auflagern. In einem Hohlwege am Ostabfall des Platsch konnte ich eine Verwerfung von zirka 1 *m* Sprunghöhe in Nordost fallenden, sandigen Schlierbildungen bemerken. Die Kuppe dieses Berges wird in einer Mächtigkeit von zirka 50 *m* vom Leithakalk eingenommen. Auch hier fehlt der Konglomeratzug im Liegenden der ziemlich horizontal gelagerten Nulliporenbänke, indem unmittelbar darunter hellblaugraue Tonmergel zutage treten. Die Leithakalkdecke des Platschberges setzt sich gegen Westen als geringmächtige Auflagerung auf einem langgestreckten Höhenrücken über Kote 464 nach Steinberg fort. Die Lagerung der grobgebankten Riffkalke, die reichlich Fossilien führen, zeigt nur eine schwache Neigung an. Mit dem Leithakalk erscheinen im Liegenden Konglomeratlagen verbunden, die bis über faustgroße Blöcke älterer Gesteine enthalten.

Der Abstieg vom Platsch nach Spielfeld läßt erkennen, daß die „Foraminiferenmergel" im großen und ganzen ein konstantes N oder NNO gerichtetes Fallen aufweisen[2]). Demnach reichen nach dieser Richtung

[1]) Wie noch später dargelegt werden wird, dürften diese Konglomerate dem Grunderhorizont zu parallelisieren sein. Bezüglich ihres Fehlens unter der Leithakalkdecke des Platsch siehe später pag. 516.

[2]) Auf das Vorherrschen der nördlichen oder nordöstlichen Fallrichtung in diesen ganzen Gebiete haben hingewiesen: F. Rolle, loc. cit. pag. 283. — V. Hilber, Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 56. — J. Dreger, loc. cit. pag. 88.

hin auch die auflagernden Leithakalke bedeutend tiefer hinab, als dies im Platschzuge der Fall war.

Die Foraminiferenmergel verschwinden hier unter den Konglomeraten und den ihnen auflagernden Leithakalken, die sich, kaum unterbrochen vom Platsch und Steinberge gegen Ehrenhausen absenken. Nur bei Ewitsch treten aus der Hangenddecke die „Foraminiferenmergel“ in typischer Entwicklung nochmals zutage. In dem tiefeingeschnittenen Gamlitztal reichen die Konglomerate (zum Teil auch die Leithakalke) bis an die Talsohle herab, so daß die „Foraminiferenmergel“ nicht mehr sichtbar werden. Hingegen sind sie in der an die Leithakalkplatte im Osten angrenzenden Region in größerer Verbreitung vorhanden.

Wie schon in einer anderen Arbeit hervorgehoben wurde [1]), wird die Leithakalkplatte Platsch—Egydi—Ehrenhausen gegen Osten durch einen scharf markierten Bruch begrenzt (siehe Übersichtskarte), der sich vom Gehöfte Strihovez (Haltstelle Egyditunnel Süd) über K. 365 (NW des Gehöftes), K. 335 nach St. Egydi West und von hier bis NW von Spielfeld verfolgen läßt. (Taf. XXI, XXII und Textfig. 7.)

Die NNW-Richtung dieser mindestens 5 *km* langen Dislokation erscheint besonders bemerkenswert, da zahlreiche andere Verwerfungen in Mittelsteiermark dieselbe Richtung einhalten. Sie ist mit einer Absenkung des westlichen Flügels verbunden. Die Konglomerate und auflagernden Leithakalke stoßen, wie man sich bei K. 335 und 365 überzeugen kann, unvermittelt am Foraminiferenmergel ab. Infolgedessen wird das ganze östlich angrenzende Gebiet der Windischen Büheln bis zur Linie Mureck—St. Leonhard ausschließlich aus „Foraminiferenmergeln“ aufgebaut. Denn die hangenden Leithakalk- und Konglomeratdecken erscheinen in diesem „nicht“ gesenkten Gebiet bereits abgetragen. Westlich von St. Egydi sind die „Foraminiferenmergel“ in einem Hohlweg erschlossen, wo an der Rückenhöhe Seeigelstachel und Bivalvenreste aufgefunden werden konnten. Südlich davon, bei K. 335, wurden in den typischen Foraminiferenmergeln Reste von Bivalven und Brachiopoden bemerkt. Nördlich davon, wo die Straße von St. Egydi die Rückenhöhe quert, fanden sich im Foraminiferenmergel sehr zahlreiche Austern und Pectenschalen. Auch in dieser tektonisch höher angelegten Scholle (östlich des Egydier Bruches) läßt sich ein gegen NO gerichtetes tektonisches Absinken erkennen. Es ist besonders deutlich in dem Hohlweg bemerkbar, der vom Sauerberge gegen Spielfeld hinabführt. Sowohl die hangenden gelbbrauen, feinen Sande als auch die liegenden mürben, mergeligen, graugrünen Sande fallen parallel dem Abfall des Weges, auf mehrere hundert Schritte Erstreckung erschlossen, gegen Nordosten hinab. In den liegenden grünlichgrauen Sanden fanden sich *Pecten cf. denudatus*, andere Bivalven und sehr gut erhaltene Krabbenreste [2]).

Die gelbgrauen Sande (im Hangenden der fossilführenden mergeligen Sande) bilden auch die markante Kuppe, die sich unmittelbar

---

[1]) A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Nr. 13, 1913, pag. 314.

[2]) Vielleicht ist es derselbe Fundort, von dem in den Berichten des „Joanneums“ das Vorkommen von „Krabben bei Spielfeld“ erwähnt wird.

oberhalb der Station Spielfeld erhebt. An der Basis des Aufschlusses ist nach Mitteilung meines Kollegen, Herrn cand. geol. Jäger, eine Austernbank sichtbar. Dieser mächtige Sandkomplex (innerhalb der Foraminiferenmergelgruppe) wird bei Spielfeld im Niveau der Eisenbahn von typischen foraminiferenführenden Mergeln unterlagert.

Hilber[1]) erwähnt aus der Gegend von Spielfeld eine Fauna mit Brachyuren, Spatangiden etc. die er als „sicheren Schlier" bezeichnet. Rolle[2]) führt vom selben Ort bereits das Auftreten von *Pecten cristatus*, Echiniden und Krebsresten an. Stur[3]) fand dort unmittelbar westlich über der Bahnlinie foraminiferenreichen Tegel mit *Pecten cristatus*, Spatangiden und Krebsresten, während er südlich von Spielfeld (am Wege nach St. Egydi) einen grauen Sand mit *Pecten cristatus* und *Cristellaria* entdeckte.

Ein ausgezeichnetes Profil durch dieselben Partien des Foraminiferenmergels wie beim Bahnhof gewährt ein zirka 60 *m* hohe Entblößung am rechten Steilufer der Mur zirka 1 *km* SO von Spielfeld.

Ich fand folgendes Profil:

Meter
4 Sand mit grauen Schiefertonen wechsellagernd;
3 Sand mit festen Sandsteinbänken und Pflanzenresten;
2 blaugrauer, sandiger Schieferton;
8 Sand mit konkretionären Sandsteinlagen;
1 blaugrauer Schieferton;
6 feiner Sand;
8 milder, grauer, glimmerreicher Schieferton mit einer harten Sandsteinbank;
8—10 aufschlußloses Terrain;
10 hellgraublauer Mergel mit Foraminiferen;
4 dunkelgrauer Mergel.

Vom selben Punkte hat Reuß eine kleine Foraminiferen Fauna beschrieben[4]). In den hangenden, sandigen Sedimenten tritt eine starke Beimengung von pflanzlichem Detritus hervor, was auf eine reiche Vegetation im Bereiche der Küstenzone hinweist.

Was die Einfügung der letzterwähnten Schichten in das Gesamtprofil des sehr mächtigen Komplexes der Foraminiferenmergelgruppe anbelangt, so möchte ich der Ansicht Ausdruck geben, daß die erwähnten Schichten von Spielfeld (Sauerberg, oberhalb Bahnhof und Muranriß) nicht den hangendsten Partien der Schichtfolge, wohl aber einer höheren Partie derselben angehören. Denn jene schon makroskopisch durch großen Foraminiferenreichtum ausgezeichneten Mergel, die bei St. Egydi, und zwar dort auch im unmittelbaren Liegenden der Hangendkonglomerate zutage treten, sind bei Spielfeld nicht

[1]) V. Hilber, LXXXVI. Jahresbericht d. steiermärkischen Landesmuseums Joanneum über das Jahr 1897. Graz 1898, pag. 18.
[2]) F. Rolle, loc. cit. pag. 285.
[3]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 562.
[4]) F. Rolle, Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 351—354.

mehr sichtbar. Da hier auch (östlich des Egydier Verwurfes) Konglomerate und Leithakalke fehlen, liegt es nahe anzunehmen, daß auch deren unmittelbares Liegende (die foraminiferenführenden Mergel) abgetragen ist, die Sande von Spielfeld somit einer etwas tieferen Partie innerhalb der Schichtfolge entsprechen.

Im Gamlitztal bei Ehrenhausen sind die „Foraminiferenmergel" unter die Talsohle versunken. Jedoch treten sie nordwestlich dieses Ortes, wohl an einer Dislokation wieder zutage und sind an der Eisenbahnstrecke gegen Retznei aufgeschlossen. Bei Retznei selbst treten sie noch in einer Tongrube (inmitten der Talmulde) Bivalvenreste führend zutage. Wenige hundert Schritte nördlich davon erhebt sich eine Kuppe von Leithakalk, welcher für eine große Zementfabrik abgebaut wird. Die Kalkbänke fallen mit 20° Neigung West gegen das Gebiet der Foraminiferenmergel zu, um jedenfalls mit einer Dislokation an letzteren abzuschneiden [1]).

Allerdings scheinen die Foraminiferenmergel nach Rolles Angaben nördlich davon nochmals in beschränkten Ausmaß bei Leibnitz (Ortschaft Wagna) hervorzutreten [2]). Beim „Tillenbacher" (Leibnitz Süd) sah ich im Liegenden der Korallenkalke Gesteine vom Habitus des Foraminiferenmergels.

Wie richtig jener Forscher bereits vor mehr als einem halben Jahrhundert die Selbständigkeit und Verbreitung des „Foraminiferenmergels" erkannt hat, geht aus folgender Angabe hervor: „Ganz anders ist die Fauna der grauen, feinen, sandigen Mergel, welche im Liegenden des Leithakalks auftretend mit gleichbleibendem Charakter von den Anhöhen bei Wagna unweit Leibnitz über Spielfeld bis nach St. Kunigund und Marburg sich verfolgen lassen [3])."

Die Schliermergel, welche westlich von St. Egidy mit ihrer Hangendgrenze bis zirka 450 *m* hinanreichen, zeigen bei Ehrenhausen eine Tiefenlage unter 250 *m*.

Die oft bedeutende Neigung des Schichtmaterials läßt die tektonische Entstehung dieser mindestens 200 *m* betragenden Absenkung erkennen. Es ist eine mächtige Flexur, mit welcher die altmiocänen Foraminiferenmergelsedimente samt den auflagernden, mittelmiocänen Mediterranbildungen nordwärts absinken.

Westlich des Marktes Ehrenhausen entlang der Straße nach Gamlitz treten im Liegenden des Leithakalks schön gebankte Konglomerate zutage. Bei der Kochmühle, einem mehrfach in der Literatur erwähnten Pnnkte; sind sie prächtig erschlossen [4]).

---

[1]) Daß die Leithakalke die „Foraminiferenmergel" nicht normal unterteufen können, geht auch daraus hervor, daß die mächtigen Kalke nicht unter die nahegelegenen Mergel bei 20° W-Fallen zur Gänze hinabtauchen können.

[2]) F. Rolle, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 593–594.

[3]) Loc. cit.

[4]) F. Rolle, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 352—353. — V. Hilber, Die Miocänschichten von Gamlitz etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 251 ff. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 56.

Ich wende mich nunmehr der Verfolgung der „Foraminiferenmergel“ zu, in jenes Gebiet welches sich südlich und südwestlich von St. Egydi ausdehnt.

In dem tiefeingeschnittenen Witscheintal und seinen zahlreichen Seitengräben sind die „Foraminiferenmergel“ bei durchschnittlich ziemlich flacher Lagerung in einer Mächtigkeit von mehr als 150 *m* erschlossen.

Auf dem Höhenrücken „Graßnitz“ (Kuppe bei **n** des Wortes in der Spezialkarte) nahm ich im ansteigenden Hohlweg eine mächtige Folge von foraminiferenführendem Mergeln mit untergeordneten Sand- und Sandsteinlagen wahr.

Das Einfallen ist flach gegen Nord gerichtet. Auf der südlicher gelegenen Kuppe K. 400 konnte im unmittelbaren Liegenden der vorgenannten Sedimente eine aus hellgrauen Mergeln mit untergeordneten Sandlagen bestehende Schichtfolge beobachtet werden.

Das Nord gerichtete flache Fallen war auch noch auf der südlich davon (Kuppe südlich K. 400) gelegenen Kuppe sichtbar, welche ebenfalls eine mächtige Folge grauer Mergel mit pflanzenführenden Sandsteinen entblößte. Die Kuppe südlich letzterer (Kuppe Nord von K. 362) ließ folgendes Profil erkennen:

mächtige graue, sandige Schiefertone mit Seeigelstacheln;
dunkelgraue, mergelige Schiefertone mit Sandlagen;
feste Sandsteinbank;
5 *m* Sande mit schiefrigen Lagen.

Das Einfallen war auch hier wieder flach gegen Nord gerichtet.

Die Kuppe südlich K. 362 läßt wieder bei flach nördlichem Einfallen mächtige feine Sande hervortreten, denen hier ein blaugrauer Schieferton mit Pflanzen- und Kohleresten eingeschaltet ist. Bei einem Hause daselbst sah ich eine Sandsteinbank mit Bryozoen und Pectenresten.

Diese hier wiedergegebene Schichtfolge läßt erkennen:

1. Daß die liegenderen Partien der „Foraminiferenmergelserie“ aus sandigen Lagen mit Pflanzenreste führenden Schichten aufgebaut sind.

2. Daß im Hangenden derselben Mergelsedimente vorherrschend werden.

3. Daß letztere in nordöstlicher Richtung von jenen an Foraminiferen so reichen Mergelgebilden überlagert werden, welche insbesondere an der Kuppe K. 426 bei St. Egydi sichtbar sind.

4. Daß letztere wieder von marinen Konglomeraten, diese wieder von Leithakalken überlagert werden.

Das flach nördliche Einfallen der Leithakalkdecken am Platsch und Steinberg erstreckt sich nach den angegebenen Daten auch auf das südlich angrenzende „Foraminiferenmergelgebiet“ des Graßnitzrückens. Die steile Neigung (25°) der Foraminiferenmergel (und auflagernden Konglomerate) an der Kuppe K. 426 (St. Egydi W) erscheint nur als lokale Schleppung der Schichten an der durchziehenden St. Egydier Bruchlinie.

Die Bildungen am Graßnitzberge haben uns bis in die Nähe von Ober - St. Kunigund geführt. Die Foraminiferenmergelgruppe, welche

den Höhenrücken NO des Ortes (anschließend an den Graßnitzberg) aufbaut, erscheint bezeichnenderweise wieder von stärkeren Störungen betroffen, welche sicherlich mit der Annäherung an den Rand der Ablagerungsmulde, mit dem Auftauchen des mesozoischen Grundgebirges und seiner tiefstmiocänen Umhüllung in Zusammenhang steht.

In dem Hohlweg auf diesem Rücken sah ich einen Wechsel von Sanden, mergeligen Sanden, Sandsteinbänken und Mergeln aufgeschlossen. Die Ablagerung, welche von Verwerfungen durchschnitten war, zeigte Streichen NS, Fallen 18° W.

Die Höhen südlich von Ober-St. Kunigund werden bereits von „basalen marinen Mergeln“ aufgebaut. (Taf. XXI.)

Mein Kollege Herr Jäger teilte mir mit, daß er in der Gegend südöstlich von St. Kunigund bei Skrillenberg (nördlich K 395) 18° NNO fallende sandige Mergel wahrgenommen habe und daß im Dobrengtal im Hangenden der Schichtfolge wieder das Hervortreten sehr foraminiferenreicher Mergel beobachtet werden kann.

Die Gruppe des „Foraminiferenmergels“ zieht sich aus der Umgebung von St. Kunigund, die „basalen marinen Mergel“ umrandend, bis gegen Marburg a. d. Drau hin. Östlich von St. Urbani, welches noch im Bereiche der älteren Schichten gelegen ist, treten bei K. 345 der Spezialkarte typische graue, blättrige Foraminiferenmergel zutage.

Im Anstieg auf den östlich davon gelegenen Rücken gewahrt man am Wege große herumliegende Blöcke eines wohl in der Nähe anstehenden Tuffsandsteins. Der Habitus dieses graugelben Tuffsandsteins stimmt fast vollkommen mit jenem der Tuffsandsteine von Gouze in der Tüfferer Bucht (Untersteiermark) überein [1].

Die Kuppe, die sich zwischen dem Gehöfte Ferlinc bis zum Wienerberg erstreckt, zeigt sich aus einem sehr festen, splittrig muscheligbrechenden, hellgraugefärbten Mergelgestein aufgebaut, das von tuffigen Partien durchsetzt ist. Stellenweise lassen die Mergel in Berührung mit letzteren deutliche Frittungserscheinungen erkennen. (Taf. XXII.)

Über die Genesis dieser eigentümlichen Mergel sowie der vulkanischen Explosiva werden noch genauere Untersuchungen anzustellen sein. Möglicherweise stellen beide die Ausfüllung eines ausgedehnten Tuffschlotes dar. Gegen Marburg hin treten im südlichen Teil des Wienerberges marine fossilienführende Sandsteine und Mergel von normalem Gepräge hervor.

Die „Foraminiferenmergelgruppe“ läßt sich von Ober-St. Kunigund westwärts bis in die Gegend von Leutschach verfolgen.

Über Georgenberg verbreitet sich die Schichtfolge auf den als Glanz (Glanzberg) bezeichneten Höhenrücken, welcher die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Mur und der Drau bildet. Zwischen diesem Höhenrücken und dem Markt Leutschach treten die „Foraminiferenmergel“ nur in untergeordnetem Ausmaß zutage, da infolge des konstanten NW-Fallens die Sedimente unter auflagernde Konglomeratbildungen absinken. Wie noch später hervorgehoben wird, erscheint der „Glanz“ benannte Rücken von einer prägnanten WNW

[1]) Al. Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 489.

streichenden Verwerfung durchschnitten, welche eine Absenkung des südwestlichen Flügels hervorrief. In dem letzteren reichen südlich der Kuppe 467 (Rositsch) selbst die „Grunder Konglomerate“ bis an die Talsohle der tiefeingeschnittenen Gräben herab.

Die steile Stellung der Konglomeratbänke (40° SO fallend) weist auf eine Schleppung an der durchziehenden Bruchlinie hin. (Taf. XXII.)

Im Norden dieser Kuppe treten wieder „Foraminiferenmergel“[1]) zutage. Gegenüber dem Typus der Sedimente ostwärts läßt sich hier eine Verschiedenheit — abgesehen von dem noch nicht nachgewiesenen Vorhandensein von Foraminiferen — in der Zunahme des Sandgehaltes erkennen. Der Anstieg von Kuppe Rositsch gegen Norden überquert die bei steilem Einfallen (20°—30° NW) jedenfalls mehrere hundert Meter mächtige Folge von Mergel und Sanden. Diese Schichtfolge hält in gleicher Beschaffenheit nordwärts bis zum Gehöfte Striegel an. Im Sattel nördlich K. 467 und weiter oberhalb gelang es, in diesen Schichten Steinkerne mariner Conchylien nebst Blattabdrücken aufzufinden.

Im Aufstieg vom Striegel zu K. 499 erscheint die „Foraminiferenmergelgruppe“ von den ersten Konglomeratlagen überdeckt, mit welchen sie noch wechsellagert, um sodann der reinen Konglomeratentwicklung Platz zu machen, welche in einer sehr bedeutenden Mächtigkeit die Höhen des Lubeberges (K. 571) und Wurzenberges (K. 552) aufbaut. Das Streichen und Fallen der „Foraminiferenmergelgruppe“ erwies sich sehr konstant: Streichen NO, Fallen NW 20—30°.

Infolge dieser Fallrichtung treten die „Foraminiferenmergel“ bei Leutschach nur mehr nahe der Talsohle zutage.

Der Anstieg auf dem Karrenweg NW von Leutschach zum Gehöft Vogelhofer (K. 489) läßt die hangenden Partien der Schichtgruppe hervortreten.

Vor dem Gehöft, welches südlich des Buchstaben „s“ von Zellweis gelegen ist, ist eine wohl über 40 *m* mächtige Folge gleichartiger, grauer, bröckliger, glimmriger, toniger Sande aufgeschlossen. Das Streichen ist konstant NS, das Fallen 20° W gerichtet. Die Schichten sind von zahlreichen, kleinen Sprüngen durchzogen.

Der Weg führt im Streichen dieser Bänke fast 1/2 *km* nordwärts. NW des genannten Gehöftes waren in mürben, grauen Sandsteinen marine Bivalven- und Gastropodenschalen (eingelagerte Austernbank!) zu beobachten. Das Streichen war NO, das Fallen 25° NW gerichtet.

Im Anstieg zur folgenden bewaldeten Kuppe läßt sich bereits die Wechsellagerung mit den Konglomeraten wahrnehmen (bis K. 489), welche sodann allein herrschend werden und in mehrere hundert Meter mächtiger Entwicklung den Gündorfberg und Kreuzberg (K. 633) aufbauen.

Südlich von Leutschach sind gegenüber Schloß Trautenburg an der Talsohle graue Sandsteine mit Kohlepartikelchen 22° NO fallend

---

[1]) Die Bezeichnung „Foraminiferenmergel“ erscheint für diese Marinablagerungen im Westen, in welchen Foraminiferen noch nicht nachgewiesen sind, nicht ganz zutreffend.

sichtbar. Sie treten im Liegenden der Konglomerate von Hoheneck in unmittelbarer Auflagerung auf paläozoisches Grundgebirge hervor.

Westlich von Leutschach treten infolge des W (NW) gerichteten Fallens der Schichtfolge die Hangendkonglomerate bis an die Talsohle herab. Auf der ganzen Erstreckung zwischen Maltschach (Leutschach W), Arnfels und Groß-Klein reichen die Konglomeratbänke bis an die Basis der Gräben.

Erst westlich von Arnfels tauchen gewissermaßen als Gegenflügel einer großen Mulde mit NO-Fallen unter den Konglomeraten wieder tonig-mergelige Sedimente empor, die den auf der Karte als Hardegg bezeichneten Höhenrücken aufbauen. Es ist ein Wechsel von Sanden, Sandsteinen mit Schiefertonen und pflanzenführenden sandigen Schiefertonen. Das Fallen maß ich mit 30°—25° NO (resp. NNO). Beim Gehöft Sunko erscheinen sie von gleichsinnig fallenden Konglomeratbänken überlagert. (Taf. XXI.)

Infolge des innigen stratigraphischen Verbandes mit den Hangendkonglomeraten und einer gewissen Ähnlichkeit in der Faciesausbildung halte ich auch diese Schichten von Hardegg für Äquivalente der „Foraminiferenmergelgruppe". Ähnliche Sedimente bilden nach R a d i m s k y s Angaben das westlich anschließende Hügelland und zugleich ein Bindeglied zu den kohleführenden Ablagerungen von Wies und Eibiswald. Die reichliche Pflanzenführung (Kohlenschmitzen!) und vorwiegend tonig sandiger Charakter der Schichten bei Hardegg zeigt bei dem Zurücktreten des Kalkreichtums das Überhandnehmen lacustrer Bildungsverhältnisse an.

Die Verfolgung der Schichten der „Foraminiferenmergelgruppe" läßt erkennen, daß der Charakter des Sediments von Ost nach West gegen das Innere der Bucht allmählich eine Veränderung erleidet. Nahe der Südbahnstrecke bei Spielfeld—St. Egydi—Jahring herrscht eine Wechsellagerung reichlich Foraminiferen führende Mergel (erhaltene Schalen von Bivalven) mit pflanzenführenden Sandsteinen und Mergeln vor.

Im Gebiete von Leutschach und Georgenberg entwickeln sich sandige Mergel mit spärlichen, nur als Steinkerne oder Abdrücke erhaltene Fossilien heraus, die mit pflanzenreichen Sandsteinen, Sanden und Schiefertonen wechseln.

Schließlich bei Arnfels (Hardegg) nehmen sandigschiefrige Konglomerate auf Kosten der Mergel noch mehr überhand. Pflanzenreste und kohleführende Lagen treten stärker hervor, die marinen Conchylien sind verschwunden.

Auf Grund dieser Beobachtungen nehme ich an, daß die noch weiter westlich gelegenen k o h l e f ü h r e n d e n A b l a g e r u n g e n v o n W i e s u n d E i b i s w a l d nur die b r a c k i s c h - l a k u s t r e L a g u n ä r f a c i e s des mittelsteirischen F o r a m i n i f e r e n m e r g e l m e e r e s darstellen.

Das gleichartige Auftreten aller besprochenen Ablagerungen im Liegenden der den Grunder Schichten zu parallelisierenden Konglomerate, ihr gleicher Charakter in der Metamorphose und ihr Übergang in der Streichrichtung sprechen für eine analoge Bildungszeit.

Es mögen noch einige Angaben älterer Autoren Platz finden, die erkennen lassen, daß von der Foraminiferenmergelgruppe ein Übergang in die lakustren Sedimente am Rande des Possruks stattfindet. Dreger[1]) gibt an: „Unmerklich gelangen wir in der Gegend nördlich und östlich von Leutschach in ausgesprochen marine Schichten". Stur erklärt, daß er auf der Strecke von Arnfels über Leutschach, Georgenberg, St. Kunigund bis Marburg die Grenze zwischen beiden Schichten „willkürlich und nach Gutdünken zu ziehen gezwungen war". Auch Rolle[2]) konnte keine genaue Grenzlinie zwischen marinen und lacustren Sedimenten angeben, meint aber, „daß man die Gegend von Arnfels und Leutschach wird noch als Brack oder Süßwasserablagerung gelten lassen".

Im Wieser Becken bestehen zwischen Sturs Darstellung und Radimskys[3]) Angaben und Revierkarte weitgehende Differenzen in der Abgrenzung der marinen von den lacustren Sedimenten. Auch die tektonischen Verhältnisse lassen eine Trennung zwischen beiden nicht durchführen. Die lacustren Sedimente, welche zwar an den Rändern des Ablagerungsbeckens steil aufgerichtet sind, weisen in der Mitte desselben eine mehr oder minder flache Lagerung auf[4]). Die Foraminiferenmergelsedimente (und die auflagernden Konglomerate) zeigen anderseits vielfach ebenfalls starke Neigungen im Schichtmaterial. Es sei nur auf die 25° betragende Neigung im Schlier und Grunder Konglomerat von St. Egydi, sowie die nach Blaschke, Rolle und dem Autor bis über 40° und mehr betragenden Neigungen in dem Konglomeratzuge von Arnfels—Leutschach—Gamlitz hingewiesen.

Die marinen Foraminiferenmergelbildungen in der Gegend von Spielfeld, welche schon ziemlich weit ab vom Verbreitungsgebiete der lacustren Sedimente gelegen sind, zeigen in der Fossilarmut und in den durch reichliche Pflanzenreste ausgezeichneten Schichten sandigen Charakters Anklänge an die Süßwasserbildungen des Beckenrandes.

Es scheint auch aus diesen Angaben vieler hervorragender Beobachter sich zu ergeben, daß die lacustren Eibiswalder Schichten und der mittelsteirische „Foraminiferenmergel" als facielle Vertretung aufzufassen sind.

Beide gehen räumlich und auch der faciellen Beschaffenheit nach ineinander über und beiden ist die gleiche konglomeratische Hangenddecke gemeinsam, die den Grunder Schichten zugezählt wurde.

Die Annahme einer Region in Steiermark, in welcher ein Übergang von den lacustren Sedimenten des „Pittener Horizonts" (Eibiswalder Schichten) zu den gleichaltrigen Marinbildungen des älteren Miocäns stattfindet, erweist sich übrigens schon aus dem Grunde notwendig, weil in Untersteiermark vom Oberoligocän bis in das Obermiocän eine lückenlose, marine Schichtfolge entwickelt ist[5]). Die

[1]) Loc. cit. pag. 103.

[2]) Loc. cit. pag. 284.

[3]) V. Radimsky, Das Wieser Bergrevier. Klagenfurt 1875.

[4]) Siehe Angaben bei Rolle, Radimsky, Dreger und den „Mineralkohlen Österreichs".

[5]) F. Teller, Erläuterungen zur geol. Karte etc. Pragerhof—Wind.-Feistritz. Wien, 1899.

Marinbildungen des Altmiocäns, welche im Bereiche der untersteirischen, jugendlichen Faltenzüge entwickelt sind, müssen nordwärts mit den ebenfalls altmiocänen, lacustren Sedimenten des Eibiswalder und Köflacher Beckens in stratigraphische Verknüpfung treten.

Da man nun eine solche Übergangsregion im Bereiche der westlichen windischen Büheln tatsächlich beobachtet und übereinstimmend die schwierige Abtrennung der „marinen Schlierbildungen" der Windischen Büheln von den lacustren Sedimenten hervorgehoben wurde, so glaube ich, daß gute Gründe dafür sprechen, eine Äquivalenz der beiden anzunehmen.

Da das Verschwinden der Foraminiferenmergelgruppe und ihrer Äquivalente im Norden der windischen Büheln einem tektonischen Hinabtauchen derselben und nicht der Nordgrenze dieser Ablagerungen überhaupt entspricht, liegt es nahe anzunehmen, daß der Untergrund eines beträchtlichen Teiles der Grazer Bucht von gleichaltrigen Ablagerungen teils mariner, teils lacustrer Natur eingenommen wird.

In der Tat sehen wir, wie seit altersher bekannt ist am Nordrande der „Grazer Bucht" wieder kohleführende Ablagerungen von limn. Bildungsweise hervortreten, für deren untermiocänes Alter insbesonders Hilber eingetreten ist. Nach allgemeiner Auffassung sind bekanntlich diese kohleführenden Ablagerungen von Weiz, Kumberg, Niederschöckl, in der Mantscha (Graz W), Rein (Süßwasserkalk) und die benachbarten Vorkommnisse von Voitsberg, Köflach als stratigraphische Äquivalente von Eibiswald und Wies anzusehen. Es ist anzunehmen, daß sich im Untergrunde der mittelsteirischen Bucht, verdeckt durch jüngere Schichten, derselbe Übergang der marinen Schichtgruppe der Foraminiferenmergel in die brackisch-lacustren Randbildungen vollzieht, wie er in der Richtung nach Westen in der Gegend von Leutschach und Arnfels kennbar ist. Ich erblicke in den Süßwasserablagerungen am Nordrande der Grazer Bucht das Wiederauftauchen der tieferen Miocänablagerungen, die in den Windischen Büheln mit einer Flexur unter jüngere Schichten versinken.

Die Bohrungen, welche nach Hilbers[1]) und Graniggs[2]) Mitteilungen zwischen Koralpe und Sausalgebirge angestellt wurden, haben ergeben, daß zwischen beiden Gebirgsrücken eine sehr tiefe mit Tertiärsedimenten erfüllte Furche sich hinzieht. Die Bohrung von Schwanberg zum Beispiel hat ergeben, daß das Tertiär untertags noch eine Mächtigkeit von zirka 250 *m* besitzt.

Auch die Bohrungen nahe am Possrukrande ergaben so bedeutende Mächtigkeiten der tertiären Beckenfüllung. Da nun die bei Schwanberg erbohrten Schichten dem Liegenden des Florianer Tegels angehören, indem letzterer das benachbarte Hügelland obertags aufbaut und selbst sein Liegendhorizont den „Sand von Hasreit" ausstreicht, müssen diese Schichten älter als die mittelsteirischen

[1]) V. Hilber, Die Miocänablagerungen etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 511—16.

[2]) B. Granigg, Die Kohlenvorkommen etc. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen, 1910.

Grunder Schichten sein. Dieser vorwiegend tonigmergelige Komplex ist daher wohl als Äquivalent der im S und SW zutage tretenden Süßwasserschichten einerseits, der Foraminiferenmergelgruppe im SO anderseits anzusehen. Vielleicht stellen diese kohlefreien (oder -armen) Bildungen bereits einen Übergang zu der marinen Entwicklung dar. Die mächtigen kohleführenden Ablagerungen dieses Horizonts erscheinen demnach nur in den tief einspringenden Winkeln der mittelsteirischen Bucht, im Eibiswalder, Wieser und Köflacher Becken zur Ablagerung gekommen zu sein [1]). Es sind, wie schon Granigg betonte, randliche Lagunen des tieferen Miocänmeeres.

Die lacustren Ablagerungen am Rande der Grazer Bucht [2]) finden ihre Fortsetzung in gleichaltrigen Ablagerungen im Pinkafelder Becken [3]), wo sie mit grobem Basalschutt dem Grundgebirge aufsitzen, in den Sedimentlappen, die als eingesunkene Streifen im Bereiche des Friedbergtunnels [4]) hervortreten, ferner in einem Zuge von Ablagerungen, die über Krumbach und die Paßkapelle bei Aspang in das Becken von Kirchberg am Wechsel [5]) führen, bei Pitten, Schauerleiten und Hart [6]) und schließlich ganz im Nordosten bei Ritzing [7]) (bei Ödenburg) Analoge Bildungen, deren reiche Säugetierfauna zumeist auf Helvetien hinweist, finden sich auch bekanntlich im Bereiche des Mürz- und Murtals [8]). (Leoben-Tollinggraben, Parschlug, Göriach, Turnau etc.) Wir sehen somit, wie bereits angedeutet wurde, daß vor Bildung der lacustren Ablagerungen eine bedeutende Tieferlegung großer Teile der südöstlichen Alpen unter das limnische Akkumulationsniveau sich geltend machte. Diese Tatsache wird um so bemerkenswerter, wenn wir bedenken, daß viele der altmiocänen Süßwassersedimente nur eingesunkene Streifen einer mehr oder minder ausgebreiteten Sedimentdecke darstellen.

Sie erscheinen der postvariscischen Decke der böhmischen Masse vergleichbar.

---

[1]) Fr. Rolle, Geol. Untersuchungen in dem Theile Steiermarks zwischen Gratz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1856, pag. 219 ff. — Ders., Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Gratz, Köflach, Schwanberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, pag. 35 ff. — Ders., Geol. Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen etc. Jahrb. d. k. k. R.-A. 1857, pag. 266 ff. — J. Dreger, Die geol. Aufnahme der NW-Sektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 85 ff.

[2]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach nnd Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 291 ff.

[3]) K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 19.

[4]) H. Mohr, loc. cit.

[5]) H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö). Mitt. d. geol. Gesellsch. 1910, pag. 204—210.

[6]) H. Höfer, Das Braunkohlenvorkommen in Hart bei Gloggnitz in N.-Ö. Bericht über d. allg. Bergmannstag in Wien 1903.

[7]) H. Wolf, Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 29—31.

[8]) In dem schon nach Fertigstellung dieser Arbeit publizierten Aufsatz von Dr. Kober: „Über Bau und Entstehung der Ostalpen“ wird auf die Verbreitung von Sümpfen und Seen in den östlichen Alpen zu frühmiocäner Zeit hingewiesen. Mitt. d. geol. Gesellsch. 1912, pag. 475.

Die tektonischen Bewegungen, welche, wie angegeben, im Altmiocän einen ausgedehnten Raum in den östlichen Alpen unter das allgemeine Akkumulationsniveau gebracht haben, stellen einen Vorläufer jener Einbrüche dar, welche später die randlichen Nachsenkungen des Wiener Beckens und Landseer Beckens entstehen ließen und welche sich auch in der Grazer Bucht als langandauernde Beckenvertiefungen äußern.

Die jüngeren Senkungen erscheinen als sekundäre Bruchfelder in dem Rahmen jener ausgedehnten Region altmiocäner limnisch-fluviatiler-mariner Becken eingesenkt, in denen einerseits die kohleführenden Ablagerungen, „der Pittener Horizont“, anderseits der mittelsteirische Foraminiferenmergel zum Absatz kamen.

Daß auch die am Rande des Wiener Beckens auftretenden kohleführenden Ablagerungen (Pitten, Hart etc.) älter als der Einbruch des inneralpinen Beckens sind und daß diese und die obersteirischen Vorkommnisse als tektonisch versenkte Reste ausgedehnterer Ablagerungen angesehen werden müssen, hat Dr. Petrascheck kürzlich in einem Vortrage dargelegt.

Schließlich muß noch erwähnt werden, daß der Trachyt-Andesitstock von Gleichenberg vielleicht schon in dieser tieferen Miocänepoche entstanden ist. Seine Bildung mag mit den tektonischen Bewegungen im Zusammenhang stehen, die zur Ausbildung des vorhelvetischen Senkungsfeldes[1]) geführt haben.

7. Kapitel.

Stratigraphische Parallele der tiefmiocänen Ablagerungen Mittelsteiermarks mit jenen Untersteiermarks und anderer Gebiete.

Der Versuch eines Vergleiches der mittelsteirischen Untermiocänablagarungen mit denen Untersteiermarks läßt erkennen, daß die tiefere Gruppe der „basalen marinen Mergel“ in facieller Hinsicht eine große Ähnlichkeit mit „den marinen Mergeln und mürben mergeligen Sandsteinen“ Tellers in Untersteiermark aufzuweisen hat. Diese Analogie erstreckt sich, wie ich mich überzeugen konnte, nicht nur auf den gleichen, vorherrschend tonigmergeligen, dunkelgefärbten Sedimentcharakter, auf das Auftreten gleichartiger untergeordneter Sandsteinbänke, sondern auch auf das Vorhandensein grüner Tuffsandsteine in beiden Gebieten. Ebenso ist die Fossilarmut beiden Ablagerungen gemein.

Insbesondere das Auftreten der Eruptiva in Mittelsteiermark läßt das untermiocäne Alter mit großer Sicherheit fixieren. Denn nach Tellers, Dregers und Gorjanovic-Krambergers Untersuchungen ist das Auftreten der tertiären Eruptiva ausschließlich (in Untersteiermark und angrenzenden Regionen) auf die tiefmiocäne Epoche beschränkt (= „Marine Mergel und mürbe mergelige Sandsteine“, „Härtere Kalke und Tuffsandsteine“). Es ist selbstverständlich äußerst wahrscheinlich, daß auch in der unmittelbar angrenzenden, tektonisch

---

[1]) Vor Ablagerung „der Foraminiferenmergelgruppe“ und der Süßwasserschichten.

vielleicht noch dazugehörigen Possrukregion den gleichartig aussehenden Eruptiva auch ein gleiches Alter zuzuschreiben ist.

Das untermiocäne Alter der untersteirischen „marinen Mergel und mürben mergeligen Sandsteine" konnte dank Tellers ausgezeichneten Untersuchungen sehr genau festgelegt werden. Dieser Forscher konnte zeigen, daß sich in der Bucht von Neuhaus aus den Mergeln der Sotzkaschichten (oberoligocän) ganz unmerklich der Komplex der „marinen Mergel" entwickle, der sich faciell vollkommen an jene oberoligocänen Sedimente anschließt und durch große Fossilarmut charakterisiert ist. Sowohl diese stratigraphische Position als auch die von Fuchs bestimmten Fossilien aus Rohitsch-Sauerbrunn bestätigten die Annahme eines untermiocänen Alters dieser Schichtgruppe.

Ich glaube daher auch berechtigt zu sein, die mittelsteirischen „basalen marinen Mergel" dem tiefsten Miocän zu parallelisieren.

In Mittelsteiermark lagert über dem Komplex der „basalen marinen Mergel etc." die Gruppe des „Foraminiferenmergels", die durch das stärkere Hervortreten sandiger Bildungen (gegenüber dem untersten Miocän) und, wie angegeben wurde, ebenfalls durch tuffige Beimengung ausgezeichnet ist.

Wie schon ausgeführt, gleichen aufgefundene Tuffsandsteine ganz jenen in der untersteirischen Tüfferer Bucht (= Sandsteine von Gouze). Der untersteirische Komplex der „Kalk- und Tuffsandsteine" (= Sandsteine von Gouze) scheint gegenüber der mittelsteirischen „Foraminiferenmergelgruppe" durch das stärkere Hervortreten tuffiger Beimengung und vielleicht im Zusammenhang damit durch gröberes klastisches Korn gekennzeichnet. Fossilien sind in beiden Ablagerungen selten.

Infolge der gleichen stratigraphischen Position (im Hangenden der „marinen Mergel") und infolge des gleichartigen Auftretens der Tuffe möchte ich die „Foraminiferenmergelgruppe" den „härteren Kalk- und Tuffsandsteinen" Tellers[1]) parallelisieren. Dieser Vergleich findet eine weitere Stütze darin, daß sowohl die „Foraminiferenmergelgruppe" als auch die „Kalk- und Tuffsandsteine" im Hangenden mit einer Konglomeratdecke abschließen, die hinwiederum einen Übergang in „Leithakalke" aufweist. Es sind dies einerseits das ältere konglomeratische Nulliporenkalkniveau Tellers, anderseits die Leithakalkdecken (und basale Konglomerate) am Platsch und Steinberge bei St. Egydi.

Ich parallelisiere daher die die Konglomerate von St. Egydi überlagernden Leithakalke, welche auch an den Störungen letzterer noch Anteil nehmen, dem älteren Leithakalkniveau Untersteiermarks (in der Pöltschacher Zone, Ponigler Plateau, Tüfferer Bucht).

Da die Konglomerate, wie ich noch später zu zeigen versuchen werde, mit Grunder Schichten wechsellagern, möchte ich sie als Äquivalente letzterer auffassen. Ihre stratigraphische Stellung im Liegenden des basalen Leithakalkniveaus ist dieser Annahme günstig.

Da die Konglomerate die „Foraminiferenmergel", resp. die äquivalenten Süßwasserschichten überlagern, möchte ich die beiden letztge-

---

[1]) Es treten auch in Untersteiermark in diesem Komplex Mergel und pflanzenführende Schiefertone auf. Anderseits ist in Mittelsteiermark das Sandsediment sehr mächtig.

nannten für älter als die Grunder Schichten ansehen. Es ergibt sich hieraus scheinbar ein Widerspruch. Denn die Grunder Schichten (= Florianer Tegel etc.) gelten als Helvetien; dagegen wurde die dieser Stufe entsprechende Fauna in den unterlagernden Eibiswalder Schichten angetroffen.

Ich glaube, daß sich der Widerspruch lösen läßt, wenn man dem Helvetien einen größeren „Umfang" zumißt. Wenn man die Foraminiferenmergelgruppe, deren spärliche Fauna wohl noch keine genaue Altersdeutung zuläßt, und die äquivalenten Süßwasserschichten dem unteren Helvetien, die Konglomerate und äquivalenten Grunder Schichten[1]) dem oberen Helvetien zurechnet, so erscheinen die Verhältnisse der allgemeinen Stufenteilung sich einzuordnen. Man wird hierdurch der Bedeutung der helvetischen Stufe, im Sinne der französischen Geologen, mehr gerecht, als wenn man ihr das wenig mächtige Basalniveau der zweiten Mediterranstufe (= Florianer Tegel) allein zuschreiben wollte.

Die tiefere Schichtgruppe der „basalen marinen Mergel", die immerhin eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern besitzen dürfte, bleibt demnach als Vertretung des „Burdigalien" übrig. Wenn wir bedenken, daß in dem so genau erforschten Verbreitungsgebiet des Burdigalien, im Eggenburger Miocänbecken, diese Sedimente vorzüglich in sehr grobklastischer und wohl rascher Sedimentation vertreten sind, so werden wir wohl annehmen können, daß jene „basalen marinen Mergel" in Mittelsteiermark (= marine Mergel und mürbe Sandsteine in Untersteiermark) ein vollwertiges Äquivalent des Burdigalien darstellen können. Der größere zeitliche Umfang, welcher hier der helvetischen Stufe verliehen wurde, stimmt auffallend mit jenen Ergebnissen überein, zu welchen kürzlich Dr. v. Friedberg[2]) bezüglich des polnischen Miocäns gelangte. Er konnte zeigen, daß ein beträchtlicher Teil der bisher dem Burdigalien zugerechneten Ablagerungen (darunter wahrscheinlich der galizische „Schlier"), dem Helvetien zuzurechnen ist.

Wenn wir die in Steiermark dem „Schlierhorizont" zugezählten Ablagerungen Revue passieren lassen, so finden wir, daß der mittelsteirische Schlier Hilbers (= Foraminiferenmergelgruppe) wahrscheinlich dem tieferen Helvetien, daß der von Hörnes dem Schlier zugerechnete Tüfferer Mergel (Untersteiermark), wie Bittner nachwies, der zweiten Mediterranstufe (= Badner Tegel) entspricht, daß der Hasreiter Sand, der von Stur und Hilber[3]) als mögliches Äquivalent des „Schliers" betrachtet wurde, wohl einem basalen Niveau des Florianer Tegels, also dem oberen Helvetien angehört.

Wenn wir daher mit Hilber die Foraminiferenmergelgruppe als mittelsteirischen Schlier bezeichnen wollen, so müssen wir die Angabe dahin präzisieren, daß in Mittelsteiermark die Sedimente des tieferen Helvetien zum Teil in Schlierfacies ausgebildet sind.

---

[1]) = Florianer Tegel.

[2]) Dr. W. v. Friedberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1913. Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen.

[3]) R. Hörnes und V. Hilber, Eine Exkursion etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 179. Siehe auch E. Tietze, Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen in den österreichischen Ländern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, XXXVI. Bd. 1884.

Zu pag. 536.

Untersteiermark (nach F. Teller)	Marine Entwicklung in Mittelsteiermark	Lacustre Entwicklung in Mittelsteiermark	Allgemeine Gliederung
Oberer Nulliporenkalk Tüfferer Mergel Unterer Nulliporenkalk	Hochgelegene Nulliporenkalke im Sausal Amphisteginenmergel Sande, Lehme u. Mergel Nulliporenkalke und Korallenkalke Basale Leithakalke von St. Egydi, Ehrenhausen etc. Nulliporenkalke am Buchkogel etc.	?	Tortonien.
Konglomerate und fossilreiche Sande an der Basis des unteren Nulliporenkalkes	Konglomerate von St. Egydi, Ehrenhausen, Gamlitz (Labitschberg), Leutschach, Arnfels und Groß-Klein mit Blockschuttbildungen. Konglomerat von Fantsch, Schotter von St. Andrä, Sande von Gamlitz. Fossilreiche Sande und sandige Tegel von Fantsch, St. Andrä etc. Florianer Tegel, Oisnitzer Tegel, Pölser Mergel, Schichten von Stainz?, Konglomerat am Remschnigg, Radlkonglomerate?	? Konglomerate im Hangenden der Süßwasserschichten	Oberes Helvetien.
Härtere Kalk- u. Tuffsandsteine (= Sandsteine von Gouze, = Maceljer Sandstein Gorjánović-Krambergers), Andesittuffe	„Foraminiferenmergelgruppe" mit Tuffen. Sandige marine Mergel von Leutschach. Erbohrte Sedimente zwischen Sausal und Koralpe. Sande und Sandsteine von Spielfeld. Trachytandesit von Gleichenberg?	Sch. von Hardegg bei Arnfels, Eibiswalder und Wieser Sch., Sch. von Köflach und Rein, Niederschöckl, Kumberg, Weiz etc. Erbohrte Sch. am Possrukrande bei Ob.-Haag u. Pitschgau. Sinnersdorfer Schichten? Sch. von Krumbach, Aspang u. Kirchberg, Hart u. Pitten. Horizont der Lignite von Pitten etc. Schichten im Murtal	Unteres Helvetien.
Marine Mergel und mürbe, mergelige Sandsteine (= Mergel von Neuhaus, Sandstein von Laufen), Andesittuffe	„Basale marine Mergel." Schichten am Possrukrande mit Tuffbänken und Sandsteinlagen	—	Burdigalien.
Sotzkaschichten (Schichten von Sotzka und Gutenegg)	—	—	Aquitanien.

8. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe und der stratigraphisch äquivalenten Süßwasserschichten.

Nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe tritt in der südwestlichen Mittelsteiermark eine auffällige Änderung im Sedimentationsmaterial hervor. Es wird eine gewaltige Schuttzufuhr in das Marinbecken eingeleitet, welche selbst hausgroßes Blockwerk zu transportieren imstande ist. In einer mehrere hundert Meter mächtigen Folge wird eine so ungeheure, oft kaum sortierte Schuttmenge auf weite Erstreckung zur Ablagerung gebracht, daß die Annahme tektonischer Bewegungen bei Entstehung dieses Schuttmaterials mir unabweislich erscheint. Die Gesteine, welche diese marine Konglomeratstufe enthält, sind meiner Ansicht nach vorzüglich aus dem Koralpengebiet abzuleiten. Prof. Hilber[1]) hat eben eine Studie veröffentlicht, in der er die Meinung vertritt, daß die größeren Blöcke in diesem Konglomerat, denen er schon lange seine Aufmerksamkeit geschenkt hatte, aus einem durch diese Ablagerungen gegenwärtig verhüllten archäischen Grundgebirge stammen mögen. Indessen hat er selber auf einige Erscheinungen hingewiesen, die dieser Annahme ungünstig sind. Aus der Tatsache, daß in den tiefeingeschnittenen Gräben, welche häufig bis in die Basis der „Konglomerate“ hinabreichen, nirgends[2]) ein solcher Grundgebirgskomplex auftaucht, ferner aus der Erscheinung, daß am Possrukrande von mir überall bis tief hinab paläozoische Sedimente angetroffen wurden, während gleichzeitig die schuttführenden Konglomerate bis über 700 *m* Seehöhe hinaufreichen, schließlich aus der weiten Verbreitung des Blockschuttes von Radiga bei Groß-Klein über Arnfels, Leutschach bis Ehrenhausen scheint mir in der Tat hervorzugehen, daß dieses Blockwerk zum größten Teil aus dem Koralpengebiet stammen muß, wo sich die zunächst liegenden analogen Gesteine auffinden lassen. Betrachtet man die Verbreitung dieser schuttreichen Marinablagerungen, so erkennt man, daß dieselben gegenüber den älteren „Foraminiferenmergel-lacustren“ Bildungen teilweise eine Einengung in der Verbreitung erkennen lassen. Denn wir sehen sie „nicht“ mehr im Bereiche des eigentlichen Eibiswalder und Wieser Beckens und in dem nördlich angrenzenden Hügelland verbreitet. Mag auch die nachträgliche Erosion daran Anteil haben, so möchte ich doch der Ansicht Ausdruck geben, daß die Regression in der Wasserbedeckung in der „Grunder Zeit“ in diesem südwestlichen Winkel Mittelsteiermarks mehr oder minder auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist.

Schon in der vorläufigen Mitteilung habe ich der Vermutung Ausdruck gegeben, daß der Rücken der südlichen Koralpe während des

[1]) V. Hilber, Die rätselhaften Blöcke etc. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark 1913. Separatabdruck.

[2]) Bloß bei Leutschach fand Blaschke in einem Graben alte Gesteine auf (Amphibolite etc.) loc. cit.

Jungtertiärs sich emporhob. Die gewaltige Schuttbewegung, welche von diesem Gebirgszug her nach Ablagerung der Süßwassersedimente eingeleitet wurde, scheint dieser Annahme vollkommen zu entsprechen. Denn eine so bedeutende Belebung der Erosion, welche oft mehrere Kubikmeter umfassendes Blockwerk in ungezählter Menge dem Meeresbecken zuzuführen vermochte, erscheint mir ohne Zuhilfenahme hebender Vorgänge in der Herkunftsregion kaum verständlich. Penck[1]) und Petrascheck[2]) haben denn auch für die Entstehung dieses Blockwerks alpine Gebirgsbewegungen gemutmaßt.

Die angenommene Hebung der südlichen Koralpe findet auch im hohen Ansteigen der Süßwasserabsätze an ihrem Ostabfall und in dem hohen Hinanreichen derselben in der Furche zwischen dem Drautal und dem Eibiswalder Becken eine Stütze.

Es scheinen also die lacustren Ablagerungen noch teilweise am Koralpenrand von der Hebung mitergriffen zu sein. Es erklärt sich dadurch auch das ziemlich häufige Auftreten miocäner Sandsteinblöcke als Geröllkomponenten der genannten Schuttbildungen. Die angenommene Hebung welche sich, wie schon angegeben wurde, auch noch im jüngeren Miocän geltend macht, findet weiters auch in den morphologischen Formen dieses Gebirgsrückens ihren Ausdruck. Der steile und sehr markante Westabfall desselben und die flache, allmähliche Ostabdachung, weisen darauf hin, daß der südliche Teil der Koralpe als eine Platte anzusehen ist, deren stärkste Hebung an ihrem Westrande erfolgte. In der Tat sehen wir sie dortselbst mit einer scharf ausgeprägten, dem Westabfall vollkommen parallelen, tiefgreifenden Ruptur (Höfers[3]] Lavanttaler Verwurf) vom tief versenkten Miocängebiet im Lavanttal sich abtrennen, an welcher Dislokation nachweislich noch sehr jugendliche Bewegungen zur Auslösung kamen.

So glaube ich aus diesen morphologisch-tektonischen Erscheinungen im Bau der Koralpe, aus dem Auftreten der ausgedehnten, aus Koralpenschutt bestehenden Block und Konglomeratablagerungen zwischen Saagau und Mur, aus der Höhenlage der Eibiswalder Schichten am Koralpenrande und aus der Anteilnahme letzterer als Geröllkomponenten in den „Grunder Konglomeraten", den Schluß ableiten zu können, daß die südliche Koralpe vor (und während) der Bildungszeit der Grunder Schichten eine Hebung erfahren hat.

Als Begleiterscheinung dieser tektonischen Bewegung sind wohl Senkungen aufzufassen, die die Anhäufung mächtiger Schuttmassen in der Zone zwischen Sausalgebirge und Possruk und das Übergreifen der Konglomerat- und Schuttbildungen auf das Grundgebirge des Possrukzuges (Remschnigg und Radel) ohne Zwischenlage älterer Sedimente ermöglichten. Diese senkende Bewegung scheint auch über das Radel- und Remschniggebirge die Bahn eröffnet zu haben, auf welcher das

[1]) A. Penck und E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter.

[2]) Vortrag, gehalten in d. k. k. geol. R.-A. Dezember 1912. — Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8. Vortragsbericht.

[3]) H. Höfer, Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl. Bd. CIII. Wien 1894. Die geol. Verhältnisse der St. Pauler Berge.

Grunder Meer Mittelsteiermarks in konglomeratischer Ausbildung westwärts mit jenem Zentralkärntens in Verbindung trat (siehe später).

Fügen wir dem besprochenen Verbreitungsgebiet noch jenes der Grunder Schichten in der Florianer Bucht und seiner Fortsetzung bis nahe an den Alpenrand bei Stainz hinzu, so sehen wir, daß die Depression des Grunder Meeres gegenüber dem Süßwasser Foraminiferenmergelhorizont einerseits gegen NO und Osten zurückgedrängt erscheint, anderseits gegen Süden und Südwesten durch Übergreifen am Possruk neues Areal sich eroberte. Die große Mächtigkeit der grobklastischen Ablagerungen läßt eine längere Andauer der tektonischen Vorgänge wahrscheinlich erscheinen.

Der Übersicht halber seien noch einige Störungen der am Nordrand der mittelsteirischen Bucht entwickelten, kohleführenden Ablagerungen angeführt[1]). Ein vormediterranes Alter erscheint auch für diese von großer Wahrscheinlichkeit.

Am Nordostrand der mittelsteirischen Bucht erweisen sich nach Hofmanns Bericht[2]) die lacustren Bildungen von Störungen und Abtragungen des Schichtmaterials betroffen, bevor die Transgression der zweiten Mediterranstufe in die Pinkafelder Bucht eingetreten war. Nach Hilbers Bericht[3]) haben im selben Raum die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe (lacustre Bildungen) noch bedeutenden Anteil an der Alpenfaltung genommen (Schönau a. Geb.) etc.[1]).

Sehr interessant erscheinen in dieser Hinsicht die Beobachtungen, welche Mohr[4]) in dem Tertiärlappen (Sinnersdorfer Konglomerat, altmiocän), der beim Bau des Hartbergtunnels durchstoßen wurde, anstellen konnte. Es hat sich ergeben, daß die miocänen Bildungen entlang einer steilen Fläche mit deutlich mechanischem Kontakt am kristallinen Grundgebirge abstoßen.

Die Bruchlinie, welche parallel zur Straße Friedberg—Mönichkirchen verläuft[5]), hat ostwärts einen ausgedehnten Streifen tertiärer Ablagerung versenkt und dort diese Ablagerungen vor Abtragung bewahrt. Auf die Bedeutung dieser Störungslinie für die Verbreitung der

---

[1]) Die gleichalterigen kohleführenden Ablagerungen des Murtals zeigen ebenfalls bedeutende Lagerungsstörungen. Ohne darauf einzugehen, verweise ich auf die Angaben von D. Stur, Über die Ablagerungen des Neogens, Diluvium, Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen. Sitzungsb. d. k. Ak. d. Wissenschaften 1855, XVI. —F. Rolle, Die Braunkohlengebilde bei Rottenmann etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.A. 1856. — K. Österreich, Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 165. — H. Höfer, Exkursion nach Leoben. Führer zum Internat. Geologenkongreß Wien 1903. — F. X. Schaffer, Das Delta des norischen Stroms. Mitt. d. geol. Gesellschaft 1909. — K. Gaulhofer und J. Stiny, Die Parschluger Senke. Mitt. d. geol. Gesellschaft 1912, pag. 324. Die Mineralkohlen Österreichs. Wien 1903. Herausgegeben vom Komitee des allgemeinen Bergmannstages.

[2]) K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 20.

[3]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 393.

[4]) H. Mohr, Anzeiger d. k. Akademie d. Wissenschaften 23, 1909. Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im großen Hartbergtunnel.

[5]) H. Mohr, Denkschriften d. k. Akademie d. Wissenschaften. Bd. LXXXVIII, 1912. Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen, pag. 8.

„marinen“ Bildungen werde ich im folgenden Kapitel zurückkommen [1]). Es sei aber schon hier hervorgehoben, daß das Alter dieser Bruchlinie, wie es auch die Analogie mit den „vormarinen“ Störungen dieser lacustren Bildungen in der Pinkafelder Gegend erwarten läßt, wahrscheinlich höher als die zweite Mediterranstufe ist.

Die lacustren Ablagerungen am Nordostrande der mittelsteirischen Bucht lassen somit deutliche Anzeichen einer vormediterranen (zweiten Mediterranstufe), aber postlacustren (Horizont der Lignite von Pitten), Störungsphase erkennen.

Dem Ostrande der Zentralalpen ist eine ziemlich kontinuierliche Reihe aus dem Tertiär auftauchender Inselberge vorgelagert, die mit der kristallinen Insel am Neusiedlersee (Gizingberg etc.) beginnen, sich über den Brennberg bei Ödenburg, über die Gneißrücken bei Pullendorf, Draßmarkt, Steinberg, Piringsdorf und Unter-Rabnitz zum Günser Horst verlängern und über diesen hinaus vermittels der paläozoischen Berge von Hannersdorf, Eisenberg und Hohensteinmaisberg sich bis zur Klippe von Sulz bei Güssing erstrecken. Nach einer Unterbrechung taucht annähernd in der streichenden Fortsetzung die Schieferinsel von Neuhaus - St. Georgen auf.

Den nordnordöstlichen Verlauf dieser Inselreihe sowie die Übereinstimmung desselben mit dem gleichlaufenden Randbruch des inneralpinen Wiener Beckens hat bereits F. Toula [2]) hervorgehoben. Vielleicht verdankt diese nordnordöstlich streichende Kette kristallin-paläozoischer „Horste“ ihre Ausbildung einem System von Dislokationen, die der Randstörung des Wiener Beckens parallel verlaufen. Da im Bereiche dieses Inselzuges mehrfach (z. B. in der Ödenburger Gegend, Schieferinsel Neuhaus - St. Georgen) Sedimente vom Alter der zweiten Mediterranstufe [3]) transgredieren, so muß die Bewegung der Hauptsache nach noch vor dem Eintritt dieses Meeres stattgefunden haben. Da anderseits an mehreren Stellen lacustre Bildungen (Sinnersdorfer Konglomerat) an den Störungen [4]) noch Anteil genommen haben (z. B. am Nordrand des Günser Horstes, in dem Zuge Grodnau-Holzschlag), so müssen die Störungen jünger als dieselben sein.

Es würde somit die erste Ausbildung der den Zentralalpen im Osten vorgelagerten Inselkette in einer Epoche nach Ablagerung des „Pittener“ Horizonts und vor Ablagerung der Mediterranbildungen eingetreten sein, in derselben Zeit, in welcher der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens erfolgte [5]).

---

[1]) Siehe pag. 568—569.

[2]) F. Toula, Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Komitat. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, Nr. 3, pag. 47.

[3]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 44, pag. 389 ff. — K. Hofmann, Jahresbericht des Direktors. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 16—18. — Roth von Telegd, Erläuterungen zur geolog. Karte. Blatt Kismarton. Maßstab 1:75.000.

[4]) V. Hilber, loc. cit. pag. 393. — K. Hofmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 20.

[5]) Die marinen Grunder Schichten scheinen stellenweise schon an diesem Inselzuge zu transgredieren, z. B. Ritzinger Sande bei Ödenburg. Die diese „Grunder Sedimente“ (Ritzinger Sande) nach Wolfs Angaben „unterlagernden“ kohleführenden Schichten (Brennberger Sande) sind gestört. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870.

Die gleichaltrigen lacustren Bildungen am Nordrande der Grazer Bucht sind, wie manche Erscheinungen anzeigen, auch noch beträchtlichen Störungen ausgesetzt gewesen [1]).

In der Gegend von Weiz verzeichnet schon Andrae [2]) ein 25° geneigtes Schichtfallen.

Die sehr bedeutenden Höhenunterschiede innerhalb der „Horizonte der Lignite von Pitten" in der näheren Umgebung von Graz sprechen ebenfalls zugunsten nachträglicher Störungen. Bei Doblbad (Graz SW), welcher Ort in einer Seehöhe von 350 *m* und hart an einem Aufbruch paläozoischer Gesteine gelegen ist, wurde nach Graniggs [3]) Mitteilung ein 345 *m* tiefes Bohrloch in diesen Süßwassersedimenten abgestoßen. Das Hinabreichen der Sedimente unter das Meeresniveau, während in unmittelbarer Nachbarschaft das paläozoische Gestein aufragt und die bei Doblbad auftretende Therme, läßt eine jüngere Versenkung wahrscheinlich erscheinen.

Die Bohrungen in der Mantscha, inmitten der paläozoischen Rücken, westlich von Graz gelegen, haben in der Tiefe von 232 *m* (tiefste Bohrung) ein Kohlenflöz angetroffen. Nach Hilbers [4]) Mitteilung zeigten bei einer Bohrung die Schichten ein Fallen von 18 bis 20° an [5]). Auch hier erscheint die große Mächtigkeit der Bildungen und ihre Tiefenlage bemerkenswert.

Das Köflacher Revier besitzt keineswegs eine ungestörte Lagerung. Es erweist sich, wie schon Rolle angibt, zu einer flachen Antikline gestaut und von Verwerfungen durchschnitten. Besonders in seinen westlichen Partien treten Neigungen von 40°—50° auf. Schmied [6]) hat angegeben, daß der Randbruch, welcher das Gosaubecken der Kainach in Südosten begrenzt, bei Voitsberg in der verschiedenen Höhenlage des miocänen Kohlenflözes sich äußert.

Diese Literaturangaben lassen erkennen, daß der Horizont der „Lignite von Pitten", den ich als lacustres Äquivalent der Foramini-

---

[1]) Die Ablagerungen des Pittener Horizonts am Rande des Wiener Beckens haben nach ihrer Ablagerung beträchtliche Störungen und Absenkungen erlitten. Bei Hart (b. Gloggnitz) sind sie sogar gefaltet und saiger aufgerichtet. (H. Höfer, Bericht über den allgemeinen Bergmannstag, Wien, 1903). F. X. Schaffer, Mitt. d. geol. Gesellschaft 1909. Das Delta des norischen Flusses.

Bemerkenswert sind auch die großen Höhenunterschiede, welche die lacustren Ablagerungen aufweisen. Bei Krumbach reichen sie bis 878 *m* hinan, bei der Paßkapelle bei Aspang bis 825 *m*, während sie bei Hart, Leiding, Pitten etc. unter 400 *m* Seehöhe hinabreichen. Dies und die sichtbaren Störungen weisen sicherlich auf bedeutende „nachlacustre", vormarine Versenkungen hin.

[2]) Dr. K. J. Andrae, Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854.

[3]) B. Granigg, loc. cit.

[4]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893.

[5]) Im Becken von Rein zeigen die Süßwasserschichten (Mineralkohlen Österreichs, pag. 109) ein Fallen von 20°—30° an den Rändern, in der Mitte ein solches von 5°—10°.

[6]) W. Schmied, Die Kreidebildungen der Kainach. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 231.

ferenmergelgruppe auffasse, von bedeutenden, jedenfalls großenteils vormediterranen Störungen betroffen wurde. Ob indessen diese Bewegungen schon vor oder während der Ablagerung der Grunder Stufe stattgefunden oder begonnen haben, oder ob sie erst unmittelbar vor oder zu Beginn der zweiten Mediterranstufe sich ausbildeten, kann vorläufig nicht beantwortet werden.

Nach einer Angabe von Dr. Petrascheck[1]) sind in dem Köflacher Becken über den kohlenführenden Sedimenten Konglomerate gelagert, welche, da sie noch an den Störungen ersterer Anteil nehmen, von ihm dem tieferen Miocän zugerechnet werden. Sollten es vielleicht fluviatile Äquivalente der Grunder Stufe sein?

Wenn man bedenkt, daß die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte an vielen Punkten ergaben, daß die ältermiocänen „Süßwasserablagerungen“ als tektonisch eingesunkene Streifen anzusehen sind (zum Beispiel gefaltete und eingeklemmte Mulde von Hart, Friedbergtunnel, Leoben und Tollinggraben etc.), so wird man wohl auch bei manchen anderen, noch weniger studierten oder weniger aufgeschlossenen „Süßwasserschichten“ eine tektonische Begrenzung in Rücksicht ziehen müssen.

Dr. W. Petrascheck hat in einem Vortrage der Ansicht Ausdruck gegeben, daß die Art des Auftretens dieser Ablagerungen (häufige Trennung durch eine Grundgebirgsschwelle vom eigentlichen Becken) zur Annahme berechtige, daß dieselben als eingesunkene Streifen einer mehr oder minder ausgedehnten transgressiven Decke aufzufassen sind. Jedenfalls weisen, abgesehen von den angeführten Störungen, auch die großen Höhenunterschiede, welche viele „dem Horizont der Lignite von Pitten“ zugerechnete Ablagerungen untereinander aufzeigen (zum Beispiel Paßkapelle bei Aspang, Krumbach bis über 900 *m* Seehöhe, daneben tiefliegende Schollen im Friedbergtunnel, bei Pitten etc. hochgelegene Schollen am Obdacher Sattel und im Murtal, tiefgelegene bei Leoben etc.), daraufhin, daß stellenweise bedeutende tektonische Bewegungen mehr oder minder ausgedehnte Beckenlagerungen getrennt und in isolierte Schollen zerlegt haben.

Vielleicht kommt man den tatsächlichen Verhältnissen näher, wenn man die zahlreichen Süßwasserablagerungen am Ost- und Nordostabfalle der Zentralalpen samt und sonders als mehr oder weniger getrennte randliche Lagunen des Helvetienmeeres betrachtet, welches in der unmittelbar benachbarten Mittel- und Untersteiermark seine Relikte hinterließ und zu welchem sich die lacustren Sedimente, dank Hilbers genauen Aufnahmen, vom Nordrand der Grazer Bucht (Weiz, Niederschöckl, Rein etc.) über Köflach und Voitsberg nach Schwanberg und dann über Brunn, Wies und Hardegg in kaum unterbrochenem Zuge bis zu den Marinreste einschließenden Ablagerungen von Arnfels-Leutschach verfolgen lassen.

Ich möchte diese Annahme jener vorziehen, welche diese Ablagerungen zum Teil als fluviatile Sedimente in Alpentälern auffaßt.

---

[1]) W. Petrascheck, Montanistische Rundschau 1913, Nr. 8, Vortragsbericht, pag. 354—355.

Vielleicht wird aber auch hier eine einheitliche, schematische Auffassung den Verhältnissen nicht gerecht.

Die heutige Höhenlage vieler Süßwasserablagerungen nötigt bei Annahme einer dem Meeresspiegel nahegelegenen, lagunären Bildungsweise letzterer zur Annahme posthelvetischer hebender Bewegungen in diesen Regionen.

Eine solche Annahme scheint heute um so eher ausgesprochen werden zu können, als sich die Anzeichen von jüngeren Hebungen im Bereiche der Ostalpen mehren.

Prof. Kossmats Untersuchungen[1]) ist der Nachweis zu danken, daß die Karstplateaus von Görz und Innerkrain nach ihrer Entstehung miocäne Hebungen in bedeutendem Ausmaß erfahren haben. Das Studium der miocänen Ablagerungen am Possruk läßt erkennen, daß hier die „Grunder Schichten“, die die Verbindungsbrücke zum zentralkärntnerischen gleichalten Meeresgebiet darstellten, heute stellenweise bis zirka 800 *m* Seehöhe und wenn, was mir möglich dünkt, die Konglomerate von Oberkappel und Radl zur selben Schichtfolge gehören, bis über 1000 *m* Seehöhe hinaufreichen, also nach ihrer Ablagerung eine bedeutende Hebung erfahren haben.

Dr. Kober[2]) hat jüngst darauf hingewiesen, daß im Bereiche der östlichen Alpen junge Aufwölbungen im Miocän stattgefunden haben. Auch Dr. Sölch[3]) zieht Hebungen im Bereiche der östlichen Zentralalpen für die Erklärung morphologischer Verhältnisse heran.

Diese von verschiedenen Forschern mit größerer oder geringerer Beweiskraft vorgebrachten Argumente zugunsten jugendlicher Hebungen in den östlichen Zentralalpen vermögen wohl der Auffassung von stattgehabten Hebungsvorgängen im Verbreitungsgebiete des Horizonts „Lignite von Pitten“ eine Stütze zu verleihen.

Freilich wird es noch viel genauerer Untersuchungen bedürfen, um ein sicheres Urteil in dieser Frage abgeben zu können.

Ich glaube dargelegt zu haben, daß nach Entstehung der Foraminiferenmergelgruppe und äquivalenten „Süßwasserschichten“ große tektonische Bewegungen sich geltend machten, die am Rande der südlichen Koralpe eine Hebung der lacustren Sedimente hervorriefen und eine gewaltige Schuttzufuhr in die gegen NO verschobene Tiefendepression des Grunder Meeres einleiteten. Senkungen im Possrukgebirge eröffneten eine Kommunikation mit dem zentral-kärntnerischen Lavantbecken. Die übrigen lacustren Absätze in der NO- und Ostabdachung der Zentralalpen lassen ebenfalls zahlreiche Anzeichen vormediterraner Bewegungen erkennen, die wohl zum Teil auch als Hebungen aufzufassen sind.

---

[1]) F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 121.

[2]) L. Kober, Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien 1912, pag. 475—76.

[3]) J. Sölch, Geomorphologie des steirischen Randgebirges. Verhandl. des 18. Deutschen Geographentages in Innsbruck 1912, pag. 139.

9. Kapitel.

Die Grunder Stufe in Mittelsteiermark.

Die „Foraminiferenmergelgruppe“ erscheint im Gebiete der Windischen Büheln auf der weiten Strecke von St. Egydi über Leutschach nach Arnfels und Groß-Klein von Konglomeraten von wechselnder Mächtigkeit überlagert.

Dieser Zug mariner Konglomerate, die Strandfacies der Grunder Schichten (meiner Auffassung nach) enthält fast überall große Blöcke, welche Hilber früher als Moränenreste deutete[1]) und deren Verbreitung er mit großer Genauigkeit festgelegt hat. Sie finden sich besonders südlich von Gamlitz, im Gündorfgraben bei Groß-Klein, auf der Höhe des Karner Berges, bei Radiga, bei Arnfels, auf der Höhe des Remschnigg, bei Oberkappel. Dreger[2]) hat hervorgehoben, daß diese Blöcke durch den Zerfall tertiärer Konglomerate entstanden seien und Blaschke hat ihm beigestimmt. Nach Rolles und Blaschkes[3]) Angaben lassen sich die Konglomerate, deren Verbreitung Hilber in der Umgebung von Gamlitz kartographisch festgelegt hat, noch weit nach Westen verfolgen. Rolle[4]) gibt an, daß dieselben nördlich von Leutschach die höchste Erhebung, „den Kreuzberg“, aufbauen und sich ostwärts bis Ottenberg und Ewitsch (Gamlitz Süd) bei Ehrenhausen erstrecken. Bei Gamlitz und Ehrenhausen sind sie mariner Entstehung; westlich hingegen „bilden die Konglomerate eine zusammenhängende Partie mit jenen, die zwischen Arnfels, Leutschach und Groß-Klein im Hangenden von Süßwassermolassen und Tegelschiefern erscheinen und dort wohl auch ein Absatz aus süßem Wasser sind“. Blaschkes Begehungen bestätigten die Angaben Rolles. Der marine Charakter der Ablagerungen verliere sich nach diesem Autor gegen Westen ganz unmerklich. Sowohl Blaschke als Rolle heben die starke Störung der Konglomeratschichten hervor.

Der Zug dieser Konglomerate fällt im großen und ganzen mit jener Region zusammen, in welcher Hilber die weite Verbreitung großer (oft über Kubikmeter großer) Blöcke nachgewiesen hat[5]). Am Karner Berge (Leutschach NO) konnte Blaschke solche bis zur Kopfgröße auch im Gesteinsverbande beobachten.

„Die Bildung dieser Konglomerate entspreche wahrscheinlich einem mächtigen Deltaschuttkegel“ [6]).

Bevor ich auf die Beschreibung jener Profile eingehe, welche mich dazu geführt haben, eine Äquivalenz der Konglomerate mit den

[1]) V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 267—268. — Ders., Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 537. — Ders., Gletscherspuren zwischen Sulm und Drau. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 364. — Ders., Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Führer zum Intern. Geologen-Kongreß in Wien 1903, Nr. V.

[2]) J. Dreger, Vorlage des Blattes Marburg in Steiermark. Fragliche Gletscherspuren. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 124—126.

[3]) F. Blaschke, loc. cit. pag. 54.

[4]) F. Rolle, loc. cit. pag. 284—285.

[5]) V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 537.

[6]) Loc. cit. pag. 54.

Grunder Sedimenten (= Florianer Tegel, Gamlitzer Sand) anzunehmen, will ich die Verbreitung ersterer genauer begrenzen.

Der östlichste Punkt, an dem dieselben bisher beobachtet wurden, liegt bei St. Egydi auf der aufragenden Kuppe mit Kote 426 (s. bereits pag. 523). Die steile Neigung, mit welcher die Konglomerate am Egydier Bruch ausstreichen, zeigt an, daß hier nicht die einstige Grenze dieser Marinbildungen gelegen war. Die Konglomerate, welche hier eine auffallende Mauer am Abfall des Berges bilden, werden konkordant von gleichfalls gestörten Leithakalkbildungen überlagert. Die Mächtigkeit der Konglomerate ist nicht besonders bedeutend (zirka 10—20 *m*). Die nördliche Absenkung, welche diese durch den Egydier Bruch ostwärts begrenzte Scholle beherrscht, läßt auch die Konglomerate nordwärts absinken; wir finden sie zirka 150 *m* tiefer westlich von Ehrenhausen wieder (siehe pag. 524).

Westlich von Egydi verschwinden sie bald, indem die auf der Höhe auftretende Leithakalkdecke am Platschberg unmittelbar dem Foraminiferenmergel auflagert.

Nördlich vom Platschberg, am Sattel, den die Straße überquert, treten im Liegenden des Kalks wieder grobe Koralpenblöcke enthaltende Konglomerate an der Basis hervor. Diese nehmen nordwärts und nordwestwärts sehr an Mächtigkeit zu. Auf der Rückenhöhe südlich der Ortschaft Moser sah ich in einer Schottergrube Bänke von Schotter mit sandigem Schotter, Sanden und schiefrigen Sand wechsellagernd. Große Blöcke von Glimmerschiefer und Crinoidenkalk fanden sich in dem Sediment eingebettet.

Nach Hilbers Aufnahmen bauen die Konglomerate in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern das Gehänge auf, welches sich zwischen Steinberg und Urlkogel gegen Gamlitz absenkt. Zwischen beiden Erhebungen gelang es Hilber, wie ich einer schon während des Druckes dieser Arbeit mir zugegangenen Publikation [1]) entnehme, marine Versteinerungen bei Ratsch in der große Blöcke führenden Konglomeratablagerung aufzufinden.

Wenn man die rasche Mächtigkeitsabnahme in den marinen Konglomeraten auf der Strecke Urlkogel—Steinberg—Platsch betrachtet, wobei die gleichaltrigen Sedimente in der Richtung von NW nach SO von einer mehrere hundert Meter betragenden Mächtigkeit auf wenige Meter herabsinken und lokal sogar auskeilen, wenn man bemerkt, daß sie hiebei in gleicher Weise überall von Leithakalk überlagert sind, so wird man zur Annahme größerer primärer Schwankungen in der Mächtigkeit dieser Ablagerungen geführt. Wenn man weiter berücksichtigt, daß südwärts der Linie Steinberg—Platsch—St. Egydi bis an die Drau bei Marburg nirgends Konglomerate mehr hervortreten und auch an den hier in Betracht kommenden Teil des Possrukrandes (zwischen St. Georgen—Ober-St. Kunigund—Leutschach und Marburg) „keine" Konglomerate mehr zutage treten, sondern die „Foraminiferenmergelgruppe" ohne jüngere Sedimentbedeckung obertags sichtbar ist, so gelangt man zur Ansicht, daß hier ein Auskeilen der

[1]) V. Hilber, Die rätselhaften Blöcke etc. Seperatabdruck aus den Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1913.

„G r u n d e r K o n g l o m e r a t e“ an i h r e r S t r a n d l i n i e wahrzunehmen ist. Die rasche Mächtigkeitsabnahme erscheint aus einer Anlagerung der Sedimente an die Küste vollkommen verständlich.

Die Strandlinie des konglomeratischen Grunder Meeres zeigt demnach gegenüber dem „Foraminiferenmergelmeer“ eine b e d e u t e n d e R e g r e s s i o n am Ost- und Nordostabfall des Possruks an.

Dieser steht die Ausbildung der jedenfalls durch gleichzeitige Senkungen sich vertiefenden Depression zwischen dem Nordabfall des Possruks und dem Sausalgebirge gegenüber.

Wie ferner die „Grunder Konglomerate“ am NO- und O-Abfall des Possruks regredierten, so läßt sich eine Transgression dieses Meeres am Nordabfall desselben Gebirges erkennen.

Es sind die „Konglomerate“, welche hier in analoger Faciesausbildung“ stellenweise noch zu bedeutenden Seehöhen (über 800 *m*) im Remschnigzuge hinaufreichen. Der unmittelbare Zusammenhang mit dem übrigen Konglomeratgebiet und die Faciesausbildung der Sedimente läßt wohl auch hier keine andere denn marine Entstehung zu, obleich Fossilreste noch nicht aufgefunden wurden.

Ob und inwieweit die noch weiter westlich gelegenen Radlkonglomerate hierherzuzählen sind, kann noch nicht sicher beantwortet werden.

Das ausgedehnte Konglomeratgebiet zwischen Saggan und Mur erscheint westwärts jedenfalls tektonisch gegen die auftauchenden Süßwasserschichten von Eibiswald begrenzt. Zwischen Radiga und Groß-Klein überschreitet es nordwestwärts den Saggaufluß, um über das Gebiet des Birkkogels und Burgstalls in die Verbreitungsregion der sandig-tegeligen Grunder Facies von St. Andrä im Westen des Sausals überzugehen.

Ich schreite nun zur Besprechung jener beiden Gebiete, in welchen der Übergang der Konglomeratfacies in die normale, sandig-tegelige Grunder Facies sichtbar wird.

Das erste derselben liegt in der Umgebung von Gamlitz.

Ich habe bereits früher ausgeführt, daß die von Kote 426 bei St. Egydi absinkenden Konglomeratbänke bei Ehrenhausen wieder hervortreten. Ihre analoge stratigraphische Position (im unmittelbaren Hangenden der „Foraminiferenmergel“ und im Liegenden des Leithakalks) sowie ihre Beschaffenheit läßt die Identität mit dem Konglomeratzug von St. Egydi (siehe vorher pag. 545) annehmen. In dem der Mühle gegenübergelegenen Aufschluß sind im unmittelbaren Liegenden des Leithakalks sehr unregelmäßig geschichtete, mit Diskordanzen versehene Schotter aufgeschlossen, die wohl das Hangende der jenseits sichtbaren Konglomeratbänke darstellen und den Übergang der „Konglomeratstufe“ zum Leithakalk vermitteln. Nach H i l b e r s und R o l l e s Untersuchungen zeigen sich die Konglomerate, deren marine Bildungsweise durch Fossilfunde festgelegt werden konnte, in der Umgegend von Gamlitz sehr verbreitet[1]), indem sie hier insbesondere das südlich des Tals gelegene Gehänge aufbauen. Ihr Fallen ist gegen Nord gerichtet. Für die Altersdeutung dieser Konglomerate erscheinen mir die Verhältnisse

[1]) V. H i l b e r, loc. cit. pag. 251 ff.

beim Kohlenbau des Labitschberges (Gamlitz NW) von Bedeutung. Diese kleine Kohlengrube hat in der Literatur schon mehrfach Erörterung gefunden [1]).

Das Hangende der unmittelbar bei der Kohlengrube aufgeschlossenen Schichten bilden mehrere Meter mächtige Konglomeratbänke, ganz vom Typus jener von St. Egydi-Ehrenhausen.

Mit dem Konglomerathorizont wechsellagernd und insbesondere im unmittelbarsten Liegenden desselben lagert ein grüner, sandiger Tegel erfüllt mit einer reichen marinen Fauna. Nach Hilber und Stur entspricht sie dem Grunder Niveau. Meine Begehungen in der Umgebung des Kohlenbaus haben mir den Gedanken nahegelegt, daß eine Trennung der Konglomerate von den fossilführenden Tegeln kaum durchführbar ist, da die cerithienreiche Bank unmittelbar und konkordant von der ersten Konglomeratlage überdeckt ist und diese Schotterbänke überdies nochmals eine Einlagerung von fossilführenden Grunder Schichten enthalten, wie schon Hilber und später Blaschke angegeben haben [2]).

Am Labitschberg sind also fossilführende Grunder Schichten und Konglomeratbänke durch Wechsellagerung und unmittelbaren Übergang verbunden; sie sind daher meiner Ansicht nach als annähernde zeitliche Äquivalente zu betrachten.

Der mächtige Konglomeratzug, welcher bei Gamlitz, Ehrenhausen, St. Egydi etc. verbreitet ist, stellt demnach nur die küstennahe Strandfacies des Florianer Tegels (Grunder Schichten des Sausalgebiets) dar. In der Gegend von Gamlitz liegt die Region, in welcher die Verzahnung der beiden Faciesbezirke sich vollzieht und in welcher neben den grobklastischen Strandbildungen geringmächtige Lagen von fossilführenden „Grunder Sedimenten“ auftreten.

Im Liegenden der fossilführenden Lage ist, unmittelbar an letztere gebunden, die Kohle entwickelt. Gegenwärtig ruht der Abbau und sind die Stollen großenteils verschüttet. Das Erscheinen des übrigens wenig ausgedehnten Kohlenflözchens, das auch Säugetierreste beherbergt, erscheint als autochthone Randbildung an dem südlichen Strand des mittelsteirischen Grunder Meeres vollkommen verständlich. Übrigens enthalten sowohl der Florianer Tegel, als auch die benachbarten Konglomerate zwischen Gamlitz und Leutschach häufig Kohlenschmitzen [3]). Ich fasse daher das Kohlenflöz des Labitschberges als zu den Grunder Schichten gehörig auf.

Südwärts des Gamlitzer Tals erscheinen, wie Hilber angibt, die Konglomerate in größerer Mächtigkeit entwickelt [4]). „Man nähere sich hier der einstigen Strandlinie, von welcher aus die Aufschüttung des Sedimentmaterials erfolgte.“

[1]) D. Stur, loc. cit. pag. 559—561. — V. Hilber, loc. cit. pag. 252—257. — R. Hoernes, Bau und Bild etc. pag. 952. — F. Blaschke, loc. cit. pag. 54—55.

[2]) Loc. cit. pag. 256 und loc. cit. pag. 55.

[3]) V. Hilber, Die Miöcänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 511. — F. Blaschke, loc. cit.

[4]) V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

Ganz im Einklang mit der oben gegebenen Erklärung sehen wir hier die Grunder Schichten nur in grobklastischer, sandigkonglomeratischer Facies ausgebildet, deren Mächtigkeit naturgemäß gegenüber jener am Labitschberg zugenommen hat.

Die Gleichstellung der marinen Konglomerate mit dem Grunder Horizont verweist die die ersteren unterlagernden, mächtigen Foraminiferenmergelsedimente in ein tieferes Niveau.

Es liegen also auch in den Windisch-Büheln Gründe vor, welche dafür sprechen, daß der „Foraminiferenmergel" die Grunder Schichten (resp. die als ihre Äquivalente betrachteten Konglomerate) unterlagere. Wenn man die mächtigen nach Nord absinkenden Schlierbildungen südlich von Ehrenhausen und Gamlitz betrachtet, so erscheint es klar, daß auch das Grunder Flöz des Labitschberges noch von einer sehr mächtigen Serie mariner Schlierbildungen unterteuft werden dürfte; sie sind bei diesen Ortschaften bereits unter das Talniveau hinabgesunken. Das Kohlenflöz des Labitschberges erscheint demnach als Einschaltung innerhalb einer mächtigen, marinen Schichtfolge.

Gegen die bisherige Annahme einer stratigraphischen Äquivalenz vom „Foraminiferenmergel" und Grunder Schichten (Florianer Tegel) lassen sich noch andere Gründe ins Treffen führen. Es wäre sehr eigentümlich, daß die beiden abweichenden Faciesbezirke (im Sinne von Hilber und Stur), der sehr fossilreiche Florianer Tegel (Gamlitzer Tegel) und der fossilarme mittelsteirische Foraminiferenmergel räumlich fast unmittelbar aneinander grenzen. Die Grunder Schichten sind noch bei Gamlitz als sehr fossilreiche Ablagerung entwickelt. Hilber und Stur haben von hier allein 34 Spezies fossiler Mollusken beschrieben.

An Stelle dieser treten nun schon zirka 5 *km* südlich und südöstlich die ganz andersartig entwickelten von Rolle, Stur, Hilber, Blaschke, Dreger und dem Autor als sehr fossilarm erkannten Foraminiferenmergelsedimente in großen Aufschlüssen zutage. Während nun die mittelsteirischen Grunder Schichten mit großer Konstanz ihrer faunistisch-faciellen Entwicklung — die acephalenreiche Hangendschicht und die cerithienreiche Liegendschicht ist an vielen Punkten nachgewiesen — in der Umrandung des Sausalgebiets nordwärts bis zum Kainachfluß sich ausbreiten, erscheinen die „Foraminiferenmergel" nicht nur im Gebiete der „Windischen Büheln" bis Marburg verbreitet; denn sie finden sich in gleichartiger facieller Ausbildung auch in Untersteiermark vor.

Das unmittelbare und unvermittelte Herantreten dieser beiden Faciesbezirke (typische Grunder Schichten von Gamlitz, „sicherer" Schlier [= Foraminiferenmergel] von Spielfeld) spricht „nicht" zugunsten einer stratigraphischen Äquivalenz derselben.

Stur und Hilber[1]) haben es für möglich gehalten, daß der Florianer Tegel am Rande der Bucht im seichten Wasser, der Schlier hingegen im tieferen Wasser zum Absatz gelangte[2]). Diese Annahme steht damit nicht in Einklang, daß die Foraminiferenmergel am Ost-

[1]) V. Hilber, Das Alter etc. Mitt. d. geol. Ges., 1908, pag. 74.

[2]) V. Hilber, loc. cit. pag. 74. — D. Stur, Geol. d. St., pag. 515.

abfall des Possruks gerade als Strandbildungen hervortreten, indem sie diesen Gebirgszug umsäumen.

Es sprechen also sowohl die beobachteten Lagerungen, als auch die faciellen Verhältnisse dafür, daß in Mittelsteiermark der Foraminiferenmergel die Grunder Schichten unterteufe, daß er also eine eigene, tiefere Abteilung des Miocäns bilde.

Analoge Verhältnisse wie am Labitschberg stellen sich weiter westlich im Bereiche der eigentlichen Florianer Bucht ein. Im südlichen Teil derselben in der Umgebung von Groß-Klein befindet man sich noch im Bereiche der mächtigen Konglomeratregion, die das Hügelland zwischen Saggau und Mur aufbaut. Es macht jedoch den Eindruck, als nehme die Größe der Geröllkomponente gegen Groß-Klein ab. Im Aufstieg zum „Burgstall" (südlichsten Ausläufer des Sausalgebirges) sehen wir noch die typischen Konglomerate am rechten Ufer der Sulm auftreten. Unmittelbar gegenüber in gleicher orographischer Lage erscheint das Hügelland bereits aus fossilführenden vorzüglich sandigschottrigen Grunder Schichten aufgebaut.

Schotter und Konglomerate treten auch dort, und zwar sowohl im Hangenden und Liegenden der fossilreichen sandigtegeligen Lagen hervor.

Ich will jene Punkte anführen, an welchen ich dieselben antraf. Konglomerate mit über nußgroßen Geröllen konnten einerseits im Fantschholz (Gleinstätten Nord), anderseits in sehr großer Ausdehnung am Rettenberg, am Abhang beim Gehöft Klein-Reith (Mächtigkeit 30—40 *m*) mit Sanden wechselnd wahrgenommen werden. Diesen tieferen sandigkonglomeratischen Teilen der Schichtfolge in der Sausalbucht erscheint ein Wechsel von Sanden, Tegeln und Mergeln aufgelagert, welcher nach oben hin wieder eine Konglomerat- und Schotterdecke trägt. Sehr feste Konglomeratbänke, ähnlich denen im Saggaugebiet, bemerkte ich auf der Kuppe K. 390 bei Fantsch, wenige Meter über einer reichlich Grunder Fossilien führenden Schicht. Mächtige Schotterablagerungen in großen Gruben erschlossen lassen sich auf der Rückenhöhe östlich von St. Andrä wahrnehmen.

Auch die Fossilien in dieser „Florianer Facies" erscheinen keineswegs nur in tegeligen Lagen, die hier nur sehr spärlich auftreten, sondern auch in sandigen Partien.

Diese angegebene Schichtfolge scheint Sturs unterem Sand, Florianer Tegel und oberem Sand zu entsprechen.

Ich glaube, daß diese Angaben genügen, um den Schluß ableiten zu können, daß im südlichen Verbreitungsgebiet des sogenannten Florianer Tegels in der Umgebung von Fantsch und St. Andrä überwiegend sandige Sedimente, im Hangenden und Liegenden von Konglomeraten und Schottern begleitet, entwickelt sind.

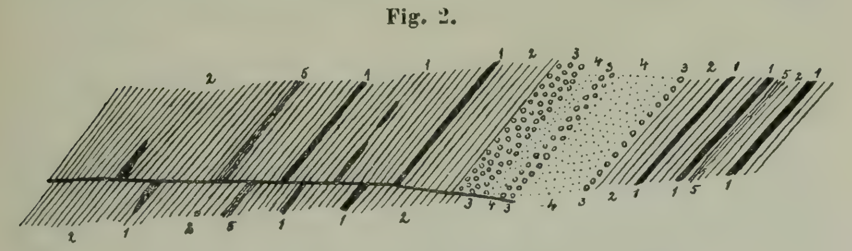
Wir sehen in diesem Gebiete die Übergangsregion von dem durch seine ungemein grobklastische, konglomeratische Beschaffenheit ausgezeichneten Grunder Ablagerungen zwischen Saggau und Sulm zu dem im Norden (Gegend von St. Florian) gelegenen Verbreitungsgebiet tegeliger Ablagerungen.

Der Zug der Grunder Konglomerate erstreckt sich, wie schon angegeben, südwärts und südwestwärts bis in die Region von Leutschach

und Arnfels. Die Straße, welche über den Karnerberg von Ehrenhausen nach Leutschach führt, entblößt an mehreren Stellen die sehr mächtige Folge von Konglomeraten und Schottern mit untergeordneten Sand- und Tegelleisten, Hie und da finden sich, wie schon Blaschke angab, Kohlenschmitzen eingeschaltet, welche der Analogie mit dem Kohlenflöz des Labitschberges halber besondere Erwähnung finden mögen. Die Schichten zeigen sich meist von Verwürfen durchsetzt. Das Streichen ist vorherrschend gegen NO, das Fallen gegen NW gerichtet.

Ein sehr interessantes Profil, welches beim Hause nördlich „**P**“ von „Pettauer“ der Spezialkarte sichtbar ist, ist in Fig. 2 dargestellt. Der Wechsel von Konglomeraten und Sanden mit Sandsteinbänken ist bei steiler Fallrichtung von einer beinahe horizontal verlaufenden Verschiebungsfläche durchsetzt. Ich denke mir diese eigentümliche Bildung in der Weise entstanden, daß das horizontal gelagerte Schicht-

Fig. 2.



Aufschluß an der Straße Leutschach—Karnerberg.

1 Feste Sandsteinbank. — 2 Sande und schiefrige Sande. — 3 Konglomerate. 4 Schotter. — 5 Schieferton.

paket zunächst von einem Verwurfe durchsetzt wurde und erst nachträglich eine steile Aufrichtung der Sedimente stattfand. Durch letztere Bewegung wurde sodann die früher mehr oder minder vertikal verlaufende Ruptur in eine fast horizontale Lage gebracht.

Der Rücken, der von der Höhe des Karner Passes zum Wurzenberg (552 *m*) hinaufführt, gibt einen instruktiven Einblick in den Aufbau der Konglomeratserie. Auf der Kuppe östlich „**B**“ von „Karner Berg“ der Spezialkarte war in einer Grube eine Wechsellagerung von Sanden, Konglomeraten, welche großes Blockwerk führten, und schiefrigem Sediment sichtbar.

In letzterem fanden sich nebst zahlreichen Blattabdrücken „marine“ Conchylien. Durch diesen Fund, an welchen sich später noch mehrere andere anreihten, war auch für die Gegend von Leutschach der marine Charakter der blockführenden Konglomerate erwiesen.

Auf der Kuppe nördlich „**t**“ von „Finsterl“ der Spezialkarte fand sich eine Wechsellagerung von blaugrauem Sandstein mit Konglomeraten, Fließwülsten aufweisenden Sandsteinen und Schotterbänken.

Der Schotter enthielt unter anderem Grödner Sandsteine, Granatglimmerschiefer und Amphibolite.

Der Wurzenberg und die ihm südlich vorgelagerten Kuppen erscheinen ausschließlich aus der Konglomeratserie aufgebaut.

Im Abstieg gegen Südosten war beim Punkte „**L**“ von „Lubeberg“ der Spezialkarte ein interessanter Aufschluß sichtbar. Im Liegenden der in einer Mächtigkeit von mehreren Metern erschlossenen Konglomerate, Schotter und Sande ist eine ziemlich mächtige Folge von blaugrau verwitternden, sandigglimmerigen Mergeln sichtbar. Die von kleinen Sprüngen durchsetzte Schichtfolge zeigt ein mit 30° NW gerichtetes Fallen. (Siehe Textfigur 3, pag. 554.)

Die Schichten, welche das Aussehen eines etwas sandigeren Foraminiferenmergels aufwiesen, enthielten guterhaltene Blattabdrücke. Im Abstieg zum Gehöfte Striegel treten im Liegenden der Mergel nochmals Konglomerate hervor, abermals von zirka 15 *m* mächtigen Mergeln unterlagert. Unmittelbar unter letzteren sind wieder Konglomerate sichtbar, größere Blöcke enthaltend und von Sprüngen durchsetzt. Erst im Liegenden letzterer erscheint jene hier sehr mächtig entwickelte (mehrere 100 *m*) Folge von Mergeln und feinsandigen Mergeln, die vorzüglich als Äquivalent der „Foraminiferenmergelgruppe“ betrachtet werden muß (siehe pag. 529).

Es ergibt sich aus diesen Beobachtungen, daß die marine Foraminiferenmergelgruppe mit den hangenden Marinkonglomeraten mehrfach durch Wechsellagerung im Niveau der Überlagerung verknüpft ist. Dennoch zeigen die mehrere hundert Meter mächtige Entwicklung reiner Mergelbildungen im Liegenden und die ebensoviel zu beziffernde Mächtigkeit der Konglomeratbildungen im Hangenden an, daß beide Ablagerungen keineswegs derselben Bildungsepoche angehören. Es findet bloß eine Verzahnung der Sedimente an der Überlagerungsgrenze statt.

Bei weiterem Abstieg auf dem Rücken erreicht man beim Gehöft Rositsch (Kuppe mit Kote 467) die Verwerfung, welche bereits pag. 528 erwähnt wurde. Infolge der Senkung ist noch eine Konglomeratpartie an der Störungslinie erhalten. Daß es sich hier keineswegs um eine Einlagerung in der Foraminiferenmergelgruppe handelt, geht nicht nur aus der steilen und abweichenden Neigung der Konglomeratbänke (Fallen 40° SO), sondern auch aus dem unmittelbaren Abstoßen derselben an den mächtigen Mergeln und den morphologischen Verhältnissen hervor.

Zur genaueren Kenntnis des Konglomeratkomplexes wurde eine Untersuchung des Profils Leutschach—Groß-Klein durchgeführt, das fast ausschließlich im Bereiche der Konglomeratbildungen verbleibt.

Im Aufstieg von Leutschach gelangt man nach Durchquerung des „marine“ Fossilien enthaltenden Komplexes von grauen Sanden, welcher noch der Foraminiferenmergelgruppe zugerechnet wurde, bei der Kuppe nordwestlich „**s**“ von „Zellweis“ der Spezialkarte zu den ersten Konglomeratlagen. In grauen, tonigen Sanden, welche mit den Konglomeraten und Schottern wechsellagern, fanden sich Bruchstücke von Pecten.

Das Streichen der Ablagerung war NNO, das Fallen West gerichtet. Im Anstieg zu Kote 489 sind ausschließlich Konglomerate mit sandigen Zwischenlagen, letztere marine Bivalven führend, sichtbar.

In der kleinen Einsattlung zwischen Kote 489 und der nördlichen Kuppe ist eine Konglomeratbank bemerkbar, ganz erfüllt mit guterhaltenen Turritellengehäusen. Wie um alle Zweifel an der marinen Entstehung des Konglomerats selbst zu lösen, fanden sich in demselben diese marinen Schaltierreste lokal in großer Menge aufgehäuft vor.

Die Anhöhen, auf welchen die Gehöfte Mohri und Kreuzhammer (Kote 560) gelegen sind, sind aus mächtigen Konglomeratbänken aufgebaut. Der Abstieg von dort in den tief eingeschnittenen Gündorfgraben führt ausschließlich über Konglomerat. In dem westlichen Seitengraben fanden sich inmitten der bis über Kubikmeter große Blöcke führenden Schichten „Austernbänke“ eingelagert. Die Schichten zeigten ein flaches, gegen ONO gerichtetes Fallen und waren von Sprüngen durchsetzt.

Der Gündorfgraben läßt in seinem zirka 5 *km* langen Verlauf selbst an seiner Basis „nur“ die Konglomeratschichten hervortreten, deren Mächtigkeit wohl mindestens auf 3—400 *m* veranschlagt werden muß.

War das Streichen zwischen Leutschach und der Kuppe Kote 560 (bei Mohri) sehr konstant NS (Fallen West) gewesen, so zeigt es sich im Gündorfgraben von großer Veränderlichkeit. Vielleicht steht dies mit der Annäherung an das auftauchende Grundgebirge des Sausals im Zusammenhang. Verwerfungen von geringer Sprunghöhe sind zahlreich zu beobachten. Vor der ersten Mühle (talabwärts) maß ich Streichen NNO, Fallen 30° OSO. Weiterhin wurde Streichen NNW, Fallen WSW 20° gemessen. Bei der nördlichsten Mühle im Graben waren fast saiger stehende Bänke im Bachbett sichtbar.

Diese Angaben lassen erkennen, daß die Konglomerate in typischer Ausbildung und sehr bedeutender Mächtigkeit bis Groß-Klein, mehrfach durch Fossilien als marine Ablagerungen erwiesen, verfolgt werden können.

Sie setzen aber auch nordwestlich über das Saggautal hinüber, wo sie in der Umrandung des (paläozoischen) Burgstalls und am Birkkogel bei Radiga sichtbar sind. Sie führen hier in das Verbreitungsgebiet der fossilreichen Grunder Schichten von St. Andrä.

Das ganze Ostgehänge des Saggautals zwischen Groß-Klein und Arnfels wird von der „Konglomeratserie“ aufgebaut.

Zwischen Arnfels und Leutschach tritt sie südwärts auf das Gehänge des Possruk und Remschniggzuges über. SW von Leutschach wird die Kuppe Hoheneck (K. 537) von der „Konglomeratserie“ aufgebaut, die hier unmittelbar über das jungpaläozoische Grundgebirge transgrediert.

Im Liegenden sind gelbbraune Sande und feste Sandsteinbänke sichtbar, über welchen mächtige Konglomerate mit mesozoisch-paläozoischen Kalkgeröllen, viel Quarzporphyrgeröllen und anderen Einschlüssen gelagert sind.

Ein solcher Wechsel plattiger, fester Sandsteinbänke mit mächtigen Konglomeratlagen, ONO fallend, baut auch die westlich folgende Kuppe des Montehügels (K. 625) auf.

Paläozoisches Grundgebirge taucht westwärts darunter hervor. Jedoch erscheint es höher oben nach dem Gehöfte Leber bei K. 684 abermals von Konglomeratbänken überdeckt, die hier Streichen WNW, Fallen SSW 20⁰ zeigten. Als Lesestücke lassen sich die Konglomerate auf dem Remschniggkamm weiter verfolgen. Indessen wird dieser nunmehr von paläozoischen (Verrucano etc.) Sedimenten aufgebaut, deren arkosenführende Lagen älteren Forschern Schwierigkeiten in der Abtrennung vom Miocän bereiteten.

Fig. 3.



Marine Konglomerate, unterlagert von Mergeln am Südabhang des Lubeberges, (Leutschach NO) mit Verwerfung.

Nach einer Photographie von Herrn cand. geol. R. Jäger.

Wir sehen somit, daß die zweifelsohne marinen Konglomerate als Sedimentdecke am Remschniggkamm fast 700 *m* Seehöhe erreichen. Ich glaube, daß derselben „Grunder Folge" wenigstens zum Teil auch noch jene Konglomerate zuzuzählen sind, die, wie schon die eben beschriebenen, als Radlkonglomerate bezeichnet werden und noch 100—200 *m* (und etwas darüber) über jene am Remschniggrücken emporreichen. Solch hochgelegene Konglomerate, mit dem gleichartigen Blockschutt wie überall versehen, konnte Dreger [1]) bei Ober-Kappel und St. Pankratius in sehr bedeutenden Seehöhen

[1]) J. Dreger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903. Fragliche Gletscherspuren.

(um 900 *m*) beobachten. Ebensolche sind im westlich anschließenden Radelzuge schon von Rolle eingehend beschrieben worden.

Betrachten wir die Verbreitung des Konglomeratzuges, so erkennen wir, daß er in ununterbrochenem Verlauf von der Mur bei Ehrenhausen und St. Egydi über Gamlitz, Leutschach und Arnfels auf dem Remschniggzuge und von hier über Ober-Kappel und St. Pankratz bis in das Radlgebirge ? verfolgt werden kann. Man ist dort schon der kärntnerischen Grenze nahegekommen; jenseits der vom Draudurchbruch durchsägten Schwelle zwischen Bacher und Possruk lagern bereits die „marinen" Grunder Schichten des zentralkärntnerischen Lavanttals. Da letztere sowohl stratigraphisch als faunistisch sich eng an die mittelsteirische Grunder Facies (Florianer Tegel, Pölser Mergel) anschließen und da auch eine Kommunikation mit dem untersteirischen Miocänmeer (etwa über die Windischgrazer Senke) ausgeschlossen ist [1]), muß die Verbindung dieses Meeresbeckens über die Depression zwischen südlicher Koralpe und Bacher Gebirge mit dem mittelsteirischen Miocängebiet stattgefunden haben.

Wir werden so dazu geführt, in den hochgelegenen Grunder Konglomeraten am Remschnigg (und den noch höher gelegenen am Radl?) die durch die Erosion stark zerstückelte und hochgehobene Verbindungsstrecke zwischen dem mittelsteirischen und zentralkärntnerischen Grunder Becken zu sehen.

Auf die Bedeutung der tektonischen Bewegungen, welche diese verbindende Brücke zerstört haben, werde ich im nächsten Kapitel zurückkommen.

Die Grunder Konglomerate lagern bei Arnfels den unter ihnen emportauchenden Süßwasserschichten bei Hardegg auf. Die Westgrenze des Konglomeratgebiets zwischen Arnfels, St. Johann und Radiga im Saggautal entspricht jedenfalls nicht der Grenze ihrer einstigen Verbreitung. Sie erscheint wohl durch eine tektonische Erscheinung (Senkung) bedingt.

An der Westseite des Sausalgebirgrückens erreichen die Grunder Schichten oberflächlich (bei St. Andrä und St. Florian) weite Verbreitung, indem sie einen mehrere Kilometer breiten Streifen entlang desselben einnehmen (siehe vorher). Es mag genügen, auf die von Hilber, Stur und Rolle ausgebeuteten, reichen Fossilfundpunkte von Fantsch, St. Andrä, Michelgleinz, Weniggleinz, Neudorf, Waldschach, Zehndorf, Lassenberg, Guglitz, Nassau und St. Florian hinzuweisen [2]). Westlich dieser Zone von Florianer Tegel taucht darunter der Sand von „Hasreit" hervor, der nach Sturs Angabe bis an den Alpenrand bei Landsberg und Schwanberg heranreicht [3]). Es muß noch betont werden, daß gegenüber Sturs Darstellung in der Geologie der Steiermark (Karte!) die marinen Sedimente im südwestlichen Teil der

[1]) Es fehlen in der angrenzenden Untersteiermark jenseits der Windischgrazer Senke Sedimente, welche den Grunder Schichten gleichzustellen wären. Außerdem reicht auch hier ein trennender Gebirgswall bis über 900 *m* Seehöhe auf.

[2]) V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

[3]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 553—559.

Sausalbucht eine geringere Verbreitung besitzen, als dieser Forscher angenommen und auf seiner Karte zum Ausdruck gebracht hatte. Radimskys[1]) Aufnahmen im Wieser Revier haben ergeben, daß östlich von Wies, Schwanberg und Eibiswald lacustre Sedimente an Stelle der von Stur eingezeichneten marinen Bildungen sich ausbreiten, welche erstere fossilführend (Pflanzenreste!) besonders bei Pitschgau, Brunn und Pölfing verbreitet sind.

Das Verbreitungsgebiet des Florianer Tegels findet nördlich des Sausals seine Fortsetzung in der Gegend von Wildon an der Mur, bei Weitendorf und Pöls. An ersterem Punkt konnten Hilber[2]) und Dreger am Kontakt mit dem dort auftretenden Basalt fossilführende Marinschichten nachweisen, während an letzterem der sehr petrefaktenreiche „Pölser Mergel“ [3]) (nach Hilber ein Hangendniveau der Grunder Schichten) zutage tritt.

NW des Sausalgebietes breiten sich, anschließend an die erwähnten Vorkommen, die Grunder Schichten bei Oisnitz aus, die nach Hollers[4]) Studien zahlreiche Fossilfundpunkte aufweisen (Wetzelsdorf, St. Joseph etc., darunter Rostellarientegel). Vielleicht wird es sich auch ergeben, daß die versteinerungsarmen, sandigen Schichten, die bei Stainz bis an den Alpenrand herantreten, der Grunder Stufe zuzuzählen sind[5]).

Ich wende mich der nördlichen Verbreitungsgrenze der Grunder Schichten zu. Aus der Gegend von Oisnitz (Stainz NW) breiten sich die Grunder Schichten ostwärts bis in die Gegend von Wildon aus (Pöls, Weitendorf). Östlich der Mur treten die Grunder Schichten infolge jüngerer Überdeckung nicht mehr zutage. Erst in dem Eruptivgebiete von Gleichenberg (Oststeiermark) konnte Dr. v. Fleischhacker[6]) in den Höhenzügen südlich des Kurortes (Wirberge?) „Grunder“ Fossilien auffinden, die zweifelsohne einer in den Tuff dieses Berges eingeschlossenen, aus der Tiefe mitgerissenen Scholle entstammten. Dieses Vorkommen läßt vermuten, daß ein ausgedehnter Raum Oststeiermarks an der Basis Grunder Sedimente tragen dürfte.

Es wäre zu erwarten, daß die Grunder Schichten, die bei Wildon unter Leithakalken und sarmatischen Schichten nord- und ostwärts hinabtauchen, am Nordrand der Grazer Bucht (Alpenrand) wieder zutage treten. Indessen sind in der weiten Strecke zwischen Graz—Weiz—Hartberg und Friedberg nirgends marine Schichten bekannt-

[1]) V. Radimsky, Das Wieser Bergrevier. Klagenfurt 1875.

[2]) V. Hilber, Basaltlakkolith von Weitendorf. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1905, pag. 535. — J. Dreger, Alter d. Weitendorfer Basalts. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 218.

[3]) V. Hilber, loc. cit., pag. 533 ff. — R. Hörnes, Bau u. Bild d. Ebenen.

[4]) A. Holler, Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelsdorf bei Preding in Steierm. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., Jahrg. 1899.

[5]) Stur und Hilber rechneten sie dem „oberen Sand“ zu, welcher Horizont von Stur mit dem Florianer Tegel enger vereinigt wurde, während Hilber mehr der Ansicht zuneigt, daß er als Basalbildung der zweiten Mediterranstufe zu betrachten sei.

[6]) Dr. R. v. Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.

geworden[1]). Diese Erscheinung läßt nur die Deutung zu, daß die Grunder Schichten und die zweite Mediterranstufe nicht bis an den Nordrand der Grazer Bucht herangereicht haben. Denn unter der schützenden Decke jüngerer Sedimente (sarmatischer und pontischer), die hier dem Grundgebirge sich anlagern, hätten unbedingt wenigstens Spuren der „mediterranen“ Meeresbedeckung erhalten bleiben müssen.

Es transgredieren die sarmatischen Sedimente sowohl in der Gegend von Graz (Waldhof) und Weiz, wo bei zahlreichen Bohrungen unter dem Sarmatikum nur kristallines Grundgebirge angetroffen wurde[2]), als auch bei Hartberg unmittelbar über dem alten Untergrund. Diese Tatsache erscheint um so bedeutsamer, als nach allgemeiner Annahme das sarmatische Meer durch einen besonders niederen Wasserstand[3]) ausgezeichnet war.

Hörnes hat hervorgehoben, daß die Nordgrenze des Grunder und Mediterranmeeres in Mittelsteiermark durch keinerlei Grundgebirgsrücken, als Strandlinie des alten Meeres, gekennzeichnet sei. Daß dieser aber dennoch ehemals vorhanden gewesen sein muß, und daß jüngere vorsarmatische[4]), sarmatische und pontische Senkungen diese nördliche Strandzone des Grunder und Mediterranmeeres zur Tiefe brachten, wird noch in späteren Kapiteln genauer dargelegt werden.

Im östlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebiets besaß das Grunder Meer wohl einen teilweisen Abschluß gegen Osten durch die damals bedeutend aufragende Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen. Da die durch Tuffeinschlüsse erwiesenen Grunder Schichten am Rande der Schieferinsel selbst in den tiefsten Erosionseinschnitten nicht hervortreten, sondern erst die hangendsten Partien des „mediterranen“ Leithakalkes sichtbar werden, so muß die Brandungszone mindestens 250—300 *m*[5]) unter der heutigen Plateauhöhe der Schieferinsel gelegen gewesen sein.

Diese Tiefenlage der Grunder Schichten im Gleichenberger Eruptivgebiet gegenüber ihrem bedeutenden Ansteigen im Sausalgebirge beruht auf einer Senkung, welche in ersterem Gebiet in mediterraner, sarmatischer (und jüngerer) Zeit stattgefunden hat.

Über die Beschaffenheit des nordöstlichen Teiles der Grazer Bucht zur „Grunder“ Zeit läßt sich Folgendes sagen:

Der paläozoische Rücken von „Neuhaus-St. Georgen“ fand in NNO-Richtung wahrscheinlich seine Fortsetzung in einem viel ausgedehnteren Festlandsblock. Die schon mehrfach erwähnte Reihe paläozoischer Inselberge, die vom Günser Horst über Hannersdorf, Eisenberg, Hohensteinmaisberg nach Sulz führt, zeigt bemerkenswerter-

[1]) R. Hörnes, Bau und Bild, pag. 1095. — V. Hilber, Das Tertiärgebiet etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 281.

[2]) B. Granigg, Mitteil. über die steiermärkischen Kohlenvorkommen etc. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910, pag. 630.

[3]) E. Suess, Das Antlitz d. Erde, I., pag. 418.

[4]) Hörnes hatte schon in „Bau und Bild“ im allgemeinen dem Gedanken Ausdruck gegeben, daß Nachsenkungen in der Grazer Bucht zur Erklärung dieser Erscheinungen herangezogen werden könnten. „Bau und Bild“, pag. 1095.

[5]) Nicht in Rechnung gezogen ist die Denudation, welche die Schieferinsel seither erfuhr.

weise in ihrer Umrandung keine älteren als pontische Sedimente. Wie ich noch später zeigen werde, handelt es sich hier um die Zinnen eines versunkenen Gebirges, das erst in nachsarmatischer Zeit ganz niedergebrochen ist. Die seichte Decke pontischer Bildungen, welche die meisten dieser Inselberge trennt, läßt auch am Kartenbild den Zusammenhang hervortreten.

Das Fehlen mariner Bildungen in der Umrandung dieser Horste (auch der ausgedehnten Günser Insel[1]) und das alleinige Vorhandensein pontischer Einschlüsse in den Basalttuffen von Tobaj und Güßing, die in dieser Zone liegen, zeigt an, daß die miocänen Transgressionen diesen ausgedehnten Gebirgsrücken nicht überwältigten.

Diese paläozoischen, nur durch eine pontische Hülle verdeckten Berge begrenzen einen einheitlichen Gebirgszug, der mit der ihm vorgelagerten Insel von „Neuhaus-St. Georgen" im Miocän die Grazer Bucht vom östlichen, ungarischen Becken abschied. Erst altpontische Bewegungen haben diese trennende Barre überwältigt[2]).

Gegen Westen dürfte sich dieser Horst in der Grunder Mediterranzeit bis westlich der Stadt Fürstenfeld erstreckt haben. Denn in den Tuffen der Stadt und Langberge (Fürstenfeld), die ich sehr genau untersuchte, konnte ich nebst zahlreichen Grundgebirgseinschlüssen nur sarmatisch-pontische Reste erkennen. Es scheinen hier die Mediterranbildungen (Grunder Schichten) nicht mehr im Untergrunde verbreitet zu sein. In der zwischen diesem angenommenen Grundgebirgsrücken und dem Beckenrand bei Hartberg gelegenen Pinkafelder Bucht sind Grunder Schichten nicht erwiesen.

10. Kapitel.

Störungsphase nach Ablagerung der Grunder Schichten.

Die den Grunder Schichten zugezählten Konglomeratbildungen in der südwestlichen Mittelsteiermark reichen dort zu sehr bedeutenden Seehöhen hinan. In dem marine Fossilien aufweisenden Konglomeratgebiet liegen sie heute noch bis 633 *m* (Kreuzberg) hoch, wobei sicherlich die Denudation in diesem isolierten Höhenrücken bereits tätig war.

Am Remschnigg sah ich dieselben bis nahe an 700 *m* hinaufreichend; weiter westlich (Ober-Kappel, Radl etc.) liegen vielleicht hieher gehörige Konglomerate bis in 900 *m* Seehöhe und darüber.

Es haben noch sehr gewaltige tektonische Bewegungen nach Ablagerung dieses Miocänhorizonts stattgefunden.

Das Höheransteigen der Absätze mit Annäherung an die südliche Koralpe (im Westen) läßt auch hier wieder mutmaßen, daß die Hebung von derselben ausgegangen und an dieser ihr größtes Ausmaß erreicht hat.

Die Blockschuttablagerungen, welche durch die beginnende Hebung des Koralpenrückens (vor und während der Bildung der Grunder

[1]) Siehe hierzu: Geologische Karte der ung. geol. Landesanstalt: 1 : 144.000. Blatt Steinamanger. K. Hoffmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

[2]) Auf diese Erscheinung wird noch im Schlußkapitel hingewiesen werden.

Schichten) entstanden sind, werden durch das Fortschreiten dieser tektonischen Bewegung selbst mitergriffen und zu bedeutenden Seehöhen emporgehoben.

Das Alter dieser Bewegungsphase scheint sich vormediterran (zweite Mediterranstufe) oder höchstens tiefmediterran zu ergeben.

Denn wir sehen in dem angrenzenden Gebiet die Leithakalkbildungen nirgends mehr von der Hebung mitergriffen werden[1]; dagegen erscheint die Depression des Mediterranmeeres gegenüber der Grunder Stufe sowohl aus der Florianer Bucht (und angrenzenden Regionen bei Stainz) als auch aus dem Gebiet zwischen Saggau und Sulm, und aus dem Remschnigg- und Radelgebirge verdrängt.

Es ist dies eine deutliche Regression des zweiten Mediterranmeeres (Leithakalkbildungen), die in den erstgenannten Gebieten bereits Stur bekannt war und von diesem Forscher gleichfalls durch eine Hebung in den Zentralalpen erklärt wurde.

Die Sedimente der „Leithakalkstufe“ gelangen erst nordöstlich, respektive östlich davon am Sausal und in der Wildoner Gegend mächtig zum Absatz.

Diese vor- oder tiefmediterrane Hebung im Remschnigg, Radl und Koralpe erklärt ganz naturgemäß die Unterbindung der Meeresverbindung zwischen Mittelsteier und dem zentralkärntnerischen Lavanttal[2]. In der durch den Wall der sich hebenden südlichen Koralpe aufgestauten Lavanttaler Bucht gelangen nunmehr sehr mächtige, nach Höfer 800 *m* mächtige, „Süßwassersedimente“ von mediterranem, (nach Dreger sarmatischem) Alter zum Absatz.

In der Isoliertheit, welche heute das marine Grunder Becken im Lavanttal einnimmt, — indem es von der nächstgelegenen Miocänbucht durch einen durchschnittlich 900 *m* hohen Grundgebirgswall getrennt ist, — ist ein unumstößlicher Beweis für das tatsächliche Vorhandensein ausgedehnter und jugendlicher Hebungen gegeben. Diese haben die verbindenden konglomeratischen Marinablagerungen zum Teil in Regionen gehoben, wo sie völlig der Denudation zum Opfer fielen oder aber nur in isolierten Schollen (Radl? Remschnigg) erhalten blieben.

Die „konglomeratischen“ Grunder Schichten zeigen, wie schon mehrfach hervorgehoben wurde, stärkere Störungen, als sie den benachbarten Mediterranbildungen zukommen. Da diese Erscheinungen bereits bei Besprechung dieser Sedimente Erwähnung fanden, kann ich mich kurz fassen. Ihre starke Neigung am Gehänge des Remschniggzuges, ihre oft bedeutenden, durchschnittlich aber 20° betragenden Neigungen zwischen Arnfels, Leutschach und Groß-Klein und das Auftreten zahlloser kleinerer Sprünge in den Schichten wurde bereits hervorgehoben. Desgleichen wurde angedeutet, daß östlich von Leutschach ein konstantes NW-Fallen, westlich dieses Ortes hingegen

[1]) Sie reichen nirgends über 555 *m* Seehöhe hinauf.

[2]) Dreger möchte auch noch eine Vertretung der zweiten Mediterranstufe in mariner Fazies im Gegensatz zu Höfer annehmen. Es wäre aber sehr merkwürdig, daß die für letztere überall bezeichnenden Leithakalke ganz fehlen sollten, zumal sie in Untersteiermark in allen tiefeindringenden Buchten entwickelt sind. Auch Teller rechnet die analogen höheren Schichten im angrenzenden Windisch-Grazer Becken noch der Grunder Stufe zu.

ein konstantes W-Fallen sichtbar ist. Infolge dieser Neigungen tauchen die Konglomerate nach Nordwesten und Westen hinab, um auf der Strecke Groß-Klein, Arnfels, Maltschach (bei Leutschach) die Talsohle zu unterteufen. Vielleicht ist diese „Niederbeugung" der Schichten zwischen Groß-Klein und Arnfels-Leutschach darauf zurückzuführen, daß die zwischen dem nach N vorspringenden Rand des Possruks (bei Leutschach-Arnfels) und dem Südabfall des Sausalgebirges sich einschaltende Region stärkeren tektonischen Bewegungen (Senkungen) ausgesetzt war.

Gleichsam als Gegenflügel der versenkten Mulde tauchen bei Hardegg (Arnfels W) unter den nunmehr NO fallenden Konglomeratbänken die Süßwasserschichten hervor.

Der Bruchlinie, welche bei Glanz (Kuppe mit K. 467) durchzieht, wurde ebenfalls bereits Erwähnung getan und hervorgehoben, daß an derselben eine Partie von Konglomeraten in den Bereich der „Foraminiferenmergelgruppe" versenkt wurde.

Die kohleführenden Grunder Schichten am Labitschberg bei Gamlitz zeigen sich von Verwürfen durchzogen, wie einerseits das mit prächtigem Harnisch überzogene Aushubmaterial aus einer Versuchsbohrung andeutete, anderseits in dem halb verschütteten Stollen am linken Bachufer zu erkennen ist. Daß die Fortsetzung dieses Konglomeratzuges nach Leutschach steile Aufrichtungen erfahren hat, wurde bereits angeführt. Schließlich sei angegeben, daß nach Hilbers Mitteilung die fossilführende Grunder Schicht (Cerithienschicht) westlich vom Labitschberg bei Krannach ein 25°-Fallen aufweist, das gegen O gerichtet sei [1]). Infolgedessen treten die Fossillagen dortselbst in einem 100 *m* höheren Niveau als bei der Kohlengrube hervor.

In der Umgebung von Spielfeld, St. Egydi und Ehrenhausen ist ein gegen Nord gerichtetes tektonisches Hinabtauchen der „Konglomeratbildungen" samt der unterlagernden Foraminiferenmergelgruppe und den hangenden Leithakalkpartien erkennbar. Dieser Nord geneigte Schichtkomplex erscheint von einer NNW streichenden Ruptur, dem St. Egydier Bruch, durchsetzt, an welchem ostwärts sowohl die Konglomeratlagen als auch die hangenden Leithakalke abschneiden. Am Bruchrande sind die Konglomerate mit 25° Neigung hinabgebogen. Das Alter des Egydier Bruchs und der Nordabsenkung muß, nachdem die Leithakalke von St. Egydi an denselben noch Anteil nehmen, jünger als letztere sein.

Ich möchte der Ansicht zuneigen, daß sie noch innerhalb der zweiten Mediterranstufe eingetreten sind. Denn in dem nördlich vorlagernden Sausalgebirge läßt die zweite Mediterranstufe eine große Mächtigkeit von Seichtwasserablagerungen (Riffbauten!) erkennen. Am Buchkogel bei Wildon wurde ein wohl fast 300 *m* mächtiger Riffbau aufgeführt. Diese Erscheinungen nötigen, wenn man nicht besonders bedeutende Schwankungen im Wasserspiegel heranziehen will [2]), zur Annahme starker Senkungen während der zweiten Mediterran-

[1]) V. Hilber, Die Miocänschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 257.

[2]) Gegen die Annahme einer Transgression spricht die Regression der zweiten Mediterranstufe in dem südwestlichen Teil der mittelsteirischen Bucht.

stufe. Ich fasse daher die Flexur von Spielfeld—Gamlitz, an welcher noch die basalen Leithakalke nordwärts hinabtauchen, als Anzeichen jener Beckenvertiefung auf, die im Sausalgebiete die Entstehung so mächtiger Seichtwasserablagerungen vom Alter der zweiten Mediterranstufe ermöglichte.

Ob die Leithakalkdecken zwischen St. Egydi und dem Steinberg zur Gänze diesem basalen und gestörten Leithakalkniveau angehören oder ob auch noch Reste jüngerer, transgredierender Lappen darin vertreten sind, vermag ich nicht anzugeben.

Die Tektonik der Grunder Ablagerungen läßt somit erkennen, daß eine hebende Bewegung nach Ablagerung dieser Sedimente im Radl-Remschniggzuge, in der Region zwischen Saggau und Sulm, in der Florianer Bucht und wahrscheinlich auch in der Region zwischen Preding und Stainz sich geltend machte, die mit einer oft bedeutenden Störung dieser Sedimente verbunden war. Ihr folgen jene senkenden Bewegungen nach, die noch während der zweiten Mediterranstufe (wohl zu Beginn derselben) an der Flexur Spielfeld—Gamlitz ein nordgerichtetes Untersinken der Schichten herbeiführten und somit eine Vertiefung des Ablagerungsbeckens der zweiten Mediterranstufe bewirkten.

Daß vielleicht ein beträchtlicher Teil der Störungen, welche die Süßwasserabsätze an der Ost- und Nordostabdachung der Zentralalpen erfahren haben und die in Kapitel 8 beschrieben wurden, erst in die Zeit der Grunder Stufe und in jene nach Ablagerung derselben zu versetzen sind, habe ich bereits dort hervorgehoben.

11. Kapitel.

Die zweite Mediterranstufe.

Die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe zeigen eine Verschiebung der Tiefendepression gegenüber jener des Grunder Meeres in die östlichen Teile des Sausalgebirges, in die diesem nördlich vorgelagerte Zone von Dexenberg—Wildon und die südlich vorgelagerte Region von Aflenz—Ehrenhausen, Spielfeld—St. Egydi an.

In der Gegend westlich von Wildon sind die Leithakalkbildungen Hilbers Untersuchungen zufolge eng mit sandigen Sedimenten verknüpft, welche westlich davon bei Pöls den „Pölser Mergel“ (= Hangendniveau der Grundner Schichten) überlagern.

Inwieweit die von Stur und Hilber dem „oberen Sand“ zugerechneten Ablagerungen der Grunder oder Mediterranstufe angehören, ist wohl noch nicht überall festgestellt. In der Gegend von St. Andrä und Fantsch möchte ich nach meinen Begehungen die Konglomerate und Schotter, die Sturs oberem Sand entsprechen, noch der Grunder Stufe zurechnen, da sie räumlich und stratigraphisch eng mit reichlich fossilführenden Sedimenten dieser Schichtgruppe zusammenhängen. Für einen Teil der von Hilber noch als basalmediterran gedeuteten „oberen Sande“ ist in der Gegend nordwestlich von Preding durch Auffindung zahlreicher Fossilfundpunkte bei Wetzelsdorf,

St. Josef und Oisnitz die Zugehörigkeit zur Grunder Stufe erwiesen worden. Immerhin scheinen, wie Hilbers genaue Aufnahmen erkennen lassen, auch Sandablagerungen entwickelt zu sein, welche, wie der Cinamonum-Sandstein bei Wildon und die Sande und Schotter im Hangenden des Pölser Mergels bereits der zweiten Mediterranstufe zuzurechnen sind.

Wenn wir weiters bedenken, daß die tektonischen Bewegungen ein Vorschieben der marinen Depression gegen NO vom Beginn der Grunder Stufe bis zur zweiten Mediterranstufe bewirkt haben, so erscheint es ganz plausibel, daß hiermit auch ein Vorschieben der Zone grobklastischer Sedimentation gegen NNO Hand in Hand ging. Es ist demnach wahrscheinlich, daß den Konglomeraten und Sanden im Norden des Sausalgebirges zwischen Wildon, Preding und Pöls ein mediterranes Alter (im Sinne Hilbers) zuzuschreiben sein wird, während die Konglomerate von St. Andrä und Fantsch sowie jene von Leutschach, Arnfels mit der Grunder Stufe eng verknüpft erscheinen.

Ich glaube daher, daß sich der obere Sand Sturs und Hilbers als eine zeitlich nicht ganz einheitliche Bildung erweisen wird.

Jedenfalls gelangen die Leithakalkbildungen in einem beschränkteren Becken im östlichen Sausal und den angrenzenden Regionen zum Absatz und fehlen im größten Teile der noch vielfach vom Meer der Grunder Stufe bedeckten Sausalbucht.

Wir sehen im Norden, wie Hoernes[1]) angegeben und Fabian[2]) genauer dargestellt hat, die Leithakalkbildungen nördlich von Schloß Weissenegg unter auflagerndem sarmatischen Sediment hervortauchen und den sogenannten Aframerzug am linken Murufer (gegenüber Wildon) bilden. Am Buchkogel, der ausschließlich aus Leithakalk aufgebaut erscheint, erheben sie sich bis 551 *m* Seehöhe. Südwärts schließen sich die Vorkommen von Dexenberg und jene dem Sausalschiefergebirge angelagerten an, deren Ausbreitung durch Hilbers Studien[3]), neuerdings auch durch Terzaghis[4]) und Leitmaiers[5]) Arbeiten genauer bekannt geworden ist.

Südlich folgen die Leithakalkvorkommen von Leibnitz, Aflenz und Gamlitz, die Rolle, Hilber und Stur geschildert haben.

Bei Retznei (Ehrenhausen NW) sind diese Leithakalkmassen südwärts an einem Verwurf gegen eine auftauchende Foraminiferenmergelgruppe begrenzt, wobei sie eine Neigung von 20° nahe der Störung erkennen lassen. Es sind geschichtete oder grobgebankte, stellenweise sandige, blaugraue Nulliporenkalke, die im Liegenden eine Lage von pflanzenführendem Schieferton enthalten.

[1]) R. Hoernes, Bau und Bild pag. 1094.

[2]) K. Fabian, Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1905, pag. 1—21.

[3]) V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

[4]) K. v. Terzaghi, Geologie von Flamberg im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907.

[5]) H. Leitmaier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907. Graz 1908. — Ders., Zur Geologie des Sausalgebirges in Steiermark. Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1908. Graz 1909.

Südlich davon erscheinen die Leithakalke abermals bei Gamlitz und Ehrenhausen, bei welch' letzterem Ort sie den Schloßberg aufbauen. Zwischen beiden Orten ist ihre Auflagerung auf die Grunder Konglomerate (Kochmühle) sichtbar. Diese Leithakalke von Gamlitz—Ehrenhausen, welch erstere von Hilber eine genaue Darstellung erfahren haben, bilden die an der Flexur Gamlitz—Spielfeld abgesenkte Fortsetznng jener Leithakalkpartien, die am Steinberg, (517 *m*), Platsch (504 *m*) und bei St. Egydi um 200—300 *m* höher ausstreichen. Am Rücken, der vom Platsch über Graßnitzberg nach Ehrenhausen führt, bilden sie eine zusammenhängende, Nord abfallende Platte [1]).

Die Nulliporenkalke am Steinberg und Platsch sind wenig gebankte Riffkalke, besonders an der Basis wie es scheint, reich an korallenführenden Lagen. Ostwärts erscheinen die Leithakalke, wie schon mehrfach erwähnt, am Egydierbruch begrenzt.

Südwärts lagern sie teils mit zwischenlagerndem Grunder Konglomerat, teils ohne demselben der „Foraminiferenmergelgruppe“ auf. Letztere Erscheinung hat wohl in einem geringen Übergreifen der Mediterranbildungen über die Strandlinie der Grunder Stufe ihre Begründung, welcher Vorgang durch lokale tektonische Bewegungen oder auch durch ein geringes Ansteigen des Wasserspiegels hervorgerufen sein mag.

Analoge Bildungen (Nulliporenkalke) treten schließlich bei Mureck und südlich davon in einem langen Zuge bei St. Leonhard in den Windischen Büheln zutage, hart an der Grenze von Foraminiferenmergelgruppe und auflagernden sarmatischen Schichten gelegen.

Die Bildungen der zweiten Mediterranstufe sind durch besonders große Mächtigkeit ausgezeichnet. Die Anhäufung von Sedimentmaterial hat an gewissen Punkten, wie am Buchkogel bei Wildon mindestens 250 *m* betragen (Riffbau). Die Ablagerungen werden von sehr verbreiteten Leithakalken, sandigen Kalken („Aflenzer Stein“), von Amphisteginenmergeln, Tegeln, Lehmen, Sanden und Schottern gebildet.

Hilber [1]) hat gelegentlich seiner Studien in der Gamlitzer Gegend nachweisen können, daß die Leithakalkmassen vielfach nur als Schollen im Tegel auftreten, letzterer daher häufig nur als facielle Vertretung des ersteren kennbar ist. Zu ähnlichen Resultaten ist auch K. v. Terzaghi gelangt, der eine Studie über die Gegend von Flamberg in Sausal veröffentlichte [2]).

Er konnte nachweisen, daß die Leithakalke teils als Saumriffe, vowiegend koralligener Natur, unmittelbar dem paläozoischen Grundgebirge aufgelagert sind, teils als submarine Wiesen auf den marinen Sedimenten aufruhen und dann stets in Tegeln eine äquivalente Facies besitzen. Ersterer Typus erwies sich auf Schieferterrassen, die in einer Seehöhe von 330 und 460 *m* gelegen sind, aufgelagert.

Terzaghi führt, wie mir scheint, vollkommen mit Recht die große Mächtigkeit der Leithakalkmassen auf tektonische Bodenbe-

---

[1]) Hilber hat südlich von Gamlitz mehrere isolierte, am Konglomerat aufsitzende Leithakalkpartien nachgewiesen. Loc. cit.

[2]) K. v. Terzaghi, Geologie von Flamberg im Sausal. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1907.

wegungen zurück. In analoger Weise denkt er sich den Wechsel der Tone, Sande und Schotter, die nach seinen Aufnahmen im Sausal sich durch große Konstanz in ihrer Verbreitung auszeichnen, enstanden.

In der Tat zeigt die große Mächtigkeit, die viele Leithakalkmassen aufweisen und die Dicke der stets als Seichtwasserbildungen entwickelten mediterranen Sedimente (sie dürfte stellenweise auf 300 *m* zu veranschlagen sein) an, daß nur tektonische Bewegungen im Untergrunde eine so mächtige Überlagerung von Strandsedimenten ermöglicht haben können.

Die Annahme einer allgemeinen Transgression des Wasserspiegels ist hingegen zur Erklärung dieser Erscheinung nicht anwendbar, da das Mediterran keineswegs eine die Grunder Schichten weit übersteigende Ausdehnung besitzt, sondern im Gegenteil, wie Stur[1]) erkannte, in Mittelsteiermark einer Regression entspricht.

Wenn man die basalen und hangenden Leithakalkbänke am Buchkogel, die durch 220 *m* vertikalen Abstand voneinander getrennt sind, in Betracht zieht, so müßte bei Annahme einer Transgression beiläufig ein Vordringen um 250 *m* über das Niveau des Grunder Meeres stattgefunden haben.

Eine solche Überflutung müßte gegen Schluß der Mediterranepoche weit in die Eibiswalder, Wieser und Schwanberger Bucht etc. hineingedrungen sein, in Gegenden, wo keine Spur solcher Sedimente aufgefunden wurde[2]). Die große Mächtigkeit der mediterranen Bildungen läßt sich demnach nur durch Senkung des Bodens im Bereiche des Sausalgebirges erklären. Diese Annahme findet noch in anderen Tatsachen eine Stütze.

Hilber hat gezeigt, daß die mediterranen Sedimente im Bereiche des paläozoischen Sausalrückens ohne Zwischenlage von Florianer Tegel dem Grundgebirge auflagern[3]). Er hat als Erklärungsmöglichkeit hierfür in Betracht gezogen, daß das Sausalgebiet erst allmählich unter den Meeresspiegel hinabgetaucht sei.

In den ausgedehnten Leithakalkbrüchen des Aframerzuges nördlich von Wildon (linkes Murufer) konnte ich gelegentlich einer von Herrn Prof. Hilber geleiteten Exkursion eine deutliche Diskordanz innerhalb der Leithakalkbildungen wahrnehmen. Stark geneigte Bänke werden diskordant von flachgelagerten Schichten überdeckt.

Diese Beobachtung bekräftigt die Annahme, daß die mächtigen Riffbauten, wie die große Mächtigkeit der übrigen Seichtwasser-Sedimente, auf eine sinkende Bewegung des Bodens zurückgeführt werden müssen.

Die Leithakalkbildungen im Sausal erreichen am Buchkogel eine Seehöhe von 551 *m*. Auch bei einer sehr geringen Bewertung der

---

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 618.

[2]) Selbst wenn man meiner Ausführung, in welcher ich nachzuweisen suchte, daß der „Konglomerathorizont“ der Grunder Stufe zuzurechnen ist, nicht Glauben schenken und denselben der zweiten Mediterranstufe anreihen wollte, würde hierdurch für die Annahme einer Transgression nichts gewonnen sein. Denn das Auftreten der gewaltigen blockführenden Schichten wäre bei ansteigendem Wasserspiegel, also bei Zurückstauung der Flußmündungen ganz unverständlich.

[3]) Loc. cit. pag. 565.

Abtragung wird man doch eine ursprüngliche Höhe von mindestens 600 *m* annehmen müssen.

Diese Zahl stimmt nicht mit jener überein, die Schaffers[1]) und Hassingers[2]) Untersuchungen im Wiener Becken für den mediterranen Meeresspiegel ermittelten. Vielmehr soll dort dieser in einer Höhe von 450 *m*[3]) gelegen gewesen sein. (Maximalbetrag.) Jedenfalls muß man den über die Höhenlage tertiärer Wasserspiegel ermittelten Werten im Wiener Becken bedeutend mehr Gewicht beilegen als jenen, die sich in Mittelsteiermark gewinnen ließen. Denn jüngere, postmediterrane Bewegungen tektonischer Natur haben hier in sehr ausgedehntem Maße stattgefunden. Es läßt sich nachweisen (siehe später), daß in spätsarmatischer Zeit, gleichzeitig mit einer Faltungsphase in Untersteiermark und im größeren Teile Mittelsteiermarks eine Hebung stattgefunden hat, welche jedenfalls auch die Scholle des Sausals mit dem vorgelagerten Buchkogel mitergriffen hat. Das Hinaufreichen der Leithakalkbildungen am Buchkogel bis 551 *m* und die bis „über" 500 *m* betragende Höhenlage der gleichen Sedimente im Sausal erscheint durch diese späteren Hebungen begründet.

Die Mächtigkeit der mediterranen Bildungen im Sausalgebiete läßt mit zwingender Notwendigkeit erkennen, daß für ihre Entstehung eine bedeutende Senkung im Sinne von Stur und Terzaghi anzunehmen ist, um die mächtigen Sedimente aufzustappeln und stets unter seichtem Wasserspiegel, die mehrere 100 *m* betragenden Riffbauten aufzuführen.

Die eigentümliche Beschränkung der Leithakalke auf die Versenkungszone läßt mutmaßen, daß zwischen der Senkung und dem Riffbau ein innerer Zusammenhang besteht.

Ich möchte auf eine interessante Erscheinung die Aufmerksamkeit lenken. Die Oberfläche des Paläozoikums im Sausalgebirge erscheint im großen und ganzen als eine gegen Nordnordost geneigte Platte. Wir sehen sie im Süden (Hochsausal, Kote 670, Steinriegel, Kote 564, Kote 498) die größte Höhe erreichen. Nordwärts senkt sich die Oberfläche des Paläozoikums hinab, um nahe der Laßnitz die Talsohle zu unterteufen. Noch weiter nördlich ist sie durch seichte Bohrungen mehrfach erreicht worden[4]) und tritt außerdem bei Lebring, (bei Wildon) und bei Weitendorf etc. in kleinen Aufrissen nahe der Talsohle zutage. In eigentümlicher Abhängigkeit davon erweist sich der der tertiäre Riffbau. Im südlichen und zentralen Teil des Sausalgebirges erscheint er durch verhältnismäßig wenig mächtige Riffe ausge-

---

[1]) F. X. Schaffer, Über den Zusammenhang der alten Flußterrassen mit den Schwankungen des Meeresspiegels. Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellschaft Nr. 1. Wien 1907.

[2]) H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abhandlungen von Penck. Bd. VIII, pag. 197. Mediterrane Strandlinien im Wiener Becken: bei Wöllersdorf 440 *m*, Anninger 390—400 *m*, bei Wien 320 *m*.

[3]) F. X. Schaffer, Geol. Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. II. Teil Berlin. Verlag von Gebr. Borntraeger, pag. 89—90.

[4]) V. Hilber, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 512.

zeichnet, die meist durch andere facielle Ausbildungen zerstückelt sind. Gegen Norden hin nimmt die Riffbildung im Gebiet von Dexenberg an Ausdehnung zu, um schließlich am Buchkogel und Wildoner Schloßberg die größte Mächtigkeit und Verbreitung zu erlangen.

Denkt man sich die Scholle des Sausalgebietes vor Eindringen des Mediterranmeeres als annähernd horizontale Platte und läßt dieselbe während dieser Epoche einseitig gegen Nordosten [1]) hin stärker sinken, so erscheint die Mächtigkeit des Riffbaus am Buchkogel mit den sichtbaren Diskordanzen sowie die Abnahme der Kalkbildungen gegen das Sausalgebirge vollkommen verständlich.

Der mächtige Riffbau des Buchkogels ist demnach eine Funktion der sinkenden Bewegung.

Die gegen Nord sich stärker senkende Platte des Sausalgebietes muß in einer gewissen vorgelagerten Zone besonders günstige Bedingungen für den Riffbau geboten haben. Dort, wo die Senkung mit dem Aufbau gleichen Schritt zu halten vermochte und wo durch Lagunenbildung die Organismen von der schädigenden Zufuhr gröberer Sedimente geschützt waren, konnten die Riffe zu bedeutenden Dimensionen anwachsen. Dieser Zustand war wohl in dem südlich unmittelbar an das Festland angrenzenden Teil vom „Hochsausal“ nicht vorhanden, worauf schon die stete Unterbrechung der Riffe durch anderes Sediment hindeutet, dagegen in der vorgelagerten und durch Senkung sich andauernd vertiefenden Zone des Buchkogels wohl erreicht.

Die von verschiedenen Beobachtern konstatierte Neigung innerhalb der Leithakalke des Buchkogels mag mit der in diesem Gebiete stark zur Geltung kommenden Senkung im Zusammenhang stehen.

Die Verhältnisse im Sausalgebiete lassen noch eine andere interessante Tatsache hervortreten, deren volle Würdigung freilich erst aus den späteren Darlegungen hervorgehen kann.

Ich habe zu zeigen versucht, daß südlich des Sausals in der Gegend von Gamlitz-Spielfeld zu Beginn der Mediterranstufe (während der Ablagerung der tieferen Mediterransedimente) sich eine Flexur ausbildete, die eine Senkung des nördlichen Flügels zur Folge hatte. Es hat sich ferner ergeben, daß das Sausalgebirge selbst in der folgenden höheren Abteilung der Leithakalkepoche Senkungen unterworfen war, die wieder den nördlichen Teil desselben gegenüber dem südlichen bedeutend stärker abgesenkt haben. Die Mächtigkeit des Riffbaus in dem dem heutigen Sausal vorgelagerten Buchkogel läßt vermuten, daß hier die Senkung ein besonderes Ausmaß angenommen hat.

Die (tektonische) Diskordanz, welche sich in den noch nördlicher gelegenen Leithakalkvorkommen des Aframberges (linkes Murufer) in einem nicht weit unter der sarmatischen Überdeckung gelegenen Niveau nachweisen ließ, scheint anzudeuten, das hier die Bewegung bis nahe an den Beginn der „brackischen“ Stufe heranreicht hat.

Somit erhalten wir ein Wandern der Senkungsvorgänge in der Richtung von Südwest nach Nordost, eine gegen das

[1]) Genauer gegen Nordnordosten.

Innere der Grazer Bucht gerichtete Bruchbewegung, welche in aufeinanderfolgenden Zeiträumen jeweils den nordöstlichen (genauer den NNO-) Teil zur Tiefe senkte. Die Fortdauer dieser Bruchtendenz bis in jüngere Zeit ist nicht nur in einer späteren altsarmatischen, sondern besonders in einer pontischen Bruchphase klar erkennbar. (Textfigur 7.)

Östlich der Mur verschwinden die Mediterranschichten unter auflagernden sarmatischen Sedimenten. Bis an die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen" im östlichen Eruptivgebiet von Gleichenberg treten keine mediterranen Sedimente zutage.

Daß der plötzliche Abbruch der marinen Schichten östlich der Mur eine jüngere tektonische Erscheinung darstellt, hat Granigg erkannt[1]), nachdem schon Rolle und Stur auf den Abbruch aufmerksam gemacht hatten.

Eine Andeutung über die Ausbreitung des Mediterranmeeres findet sich wieder im Eruptivgebiet von Gleichenberg. Südöstlich des Trachytmassivs treten in der tektonisch höchstgelegenen Scholle, dem „Risola-Horste", an der Basis Leithakalke zutage, vorwiegend in Nulliporen- und Korallenfacies entwickelt[2]). Sie umsäumen hier die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen als eine durch das Vorkommen von Bryozoenstöcken, Serpulakalk, Korallenkalk und Pectunculusbänken gekennzeichnete Strandbildung. Die Hangendgrenze dieser Sedimente reicht nur bis zirka 280 *m* hinan.

Von diesem Vorkommen bei der Ortschaft Klapping abgesehen, erscheinen die mediterranen Bildungen überall an „pontischen" Bruchlinien versenkt und durch jüngere Schichten verhüllt.

Im südlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebietes, dem Klöcher Massiv, befinden sich mediterrane Leithakalke, wie ich nachweisen konnte, auf sekundärer Lagerstätte verbreitet. Teils sind es vereinzelte, im Basalttuff eingeschlossene Kalkstücke, teils ist es eine große, aus der Tiefe geförderte Scholle. Die Leithakalke, deren Vorhandensein hierdurch in der Tiefe nachgewiesen ist, können eine Hangendgrenze von höchstens 140 *m* Seehöhe erreichen. Denn die Bohrung, welche bei der Ortschaft Tieschen[3]) angeblich bis zu einer Tiefe von 160 *m* durchgeführt wurde, hat die auflagernden sarmatischen Schichten nicht durchstoßen.

Auf die tektonische Bedeutung dieser Tiefenlage komme ich noch im nächsten Kapitel zu sprechen.

In den NNW vom Gleichenberger Trachytmassiv gelegenen Basalttuffen des Kalvarienberges von Feldbach und bei Unterweißenbach gelang es mir, zahlreiche, fossilienführende Nulliporenkalkblöcke aufzufinden. (Siehe Textfigur 1.) Diese hier auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Mediterranbildungen sind sehr zahlreich im Auswurfmaterial anzutreffen. Sie stellen das nördlichste bisher bekannte Vorkommen von Leithakalk in Steiermark dar. Wie schon bei Besprechung

---

[1]) B. Granigg, Mitteilung über die steiermärkischen Kohlenvorkommen etc. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910, pag. 495.

[2]) A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1913, pag. 434, 435, 502.

[3]) A. Winkler, loc. cit. pag. 489.

des Trachytmassivs von Gleichenberg hervorgehoben wurde, entsprechen sie wahrscheinlich einer Auflagerung auf dasselbe.

Ich habe bei Besprechung der Grunder Schichten ausgeführt, daß die Schieferinsel „Neuhaus - St. Georgen“ auch zur Zeit der größten mediterranen Überflutung um mindestens 200 *m* über den Meeresspiegel emporgeragt hat, während das Trachytmassiv damals eine Höhe von vielleicht 350 *m* erreicht haben dürfte.

Wie schon in der Grunder Epoche, so bildete auch in der zweiten Mediterranstufe die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen eine allerdings unvollkommene Barre gegen die ungarische Ebene, die ihre Fortsetzung in der schon geschilderten Erhebungsreihe paläozoischer Schieferberge Sulz-Güns fand. Es gilt auch hier das im Kapitel über die Grunder Schichten Angeführte. Das Fehlen mediterraner Sedimente im Bereiche dieses ganzen Zuges nicht nur obertags, sondern auch als Einschlüsse in den in dieser Zone gelegenen Tuffvorkommen von Tobaj und Güßing und die nachweislich jüngeren tektonischen Absenkungen, die hier stattgefunden haben, begründen auch für die Mediterranzeit die Annahme der östlichen Festlandszone. Es mag auch hier wieder darauf hingewiesen werden, daß der Untergrund des Basalttuffgebietes der „Stadt und Langberge“ von Fürstenfeld noch der Festlandszone angehört haben muß, da meine sehr genaue Untersuchung der Tuffeinschlüsse bloß Gesteine des paläozoischen Untergrundes und sarmatisch-pontische Reste erkennen ließ. (Textfigur 1.)

Wie ich schon angedeutet habe, treten am Alpenrande (Nordrand) der Grazer Bucht in der Strecke Graz, Weiz, Hartberg und Friedberg keine mediterranen Sedimente hervor, indem sarmatisch-pontische Schichten unmittelbar auf das Grundgebirge transgredieren. Es war also noch in mediterraner Zeit im Norden der heutigen Grazer Bucht ein Festlandssaum. (Taf. XXI.)

Die tektonische Begründung dieser Erscheinung wird noch im nächsten Kapitel besprochen werden.

Erst ganz im NO der mittelsteirischen Bucht (schon jenseits der Grenze im ungarischen Anteil) sind in dem tiefeindringenden Becken von Pinkafeld mediterrane Sedimente bekannt[1]).

Das Eindringen dieser Marinschichten, welche hier unmittelbar an das Grundgebirge herantreten, während sie dem ganzen übrigen Nordrand des Grazer Beckens fremd geblieben sind, erscheint deshalb bemerkenswert, weil ein Zusammenhang in der Verbreitung mit der von Mohr geschilderten Verwerfungslinie des Friedberger Tunnels nahegelegt wird. Nach Mohrs[2]) Angaben verläuft diese bedeutende

[1]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 394—403. — K. Hofmann, Beilage in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 20.

[2]) H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung etc. LXXXVIII. Bd. der Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. 1912. — H. Mohr, „Eolithe in der Nordoststeiermark“? Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 650. — Mohr unterscheidet in der Arbeit „Eolithe in der Nordoststeiermark?“ eine Stufe von „Sinnersdorf“ von einer Stufe von „Friedberg“. Erstere von Mohr als älter aufgefaßt, entspricht jedenfalls Hilbers und Hofmanns erster Mediterranstufe.

Bruchlinie etwa parallel der Straße Friedberg—Mönichkirchen, also beiläufig in NNW-Richtung. Ihre Fortsetzung gegen SSO trifft ungefähr die Ortschaft Pinkafeld. Nach Mohr ist die östliche Scholle (Kernserie) entlang dieser Störungslinie bedeutend abgesunken. Es tritt also wie im Wiener Becken eine gegen das ungarische Becken gerichtete Senkungstendenz zutage. Das Alter dieser Bewegung läßt sich

Fig. 4.



—·—·— Mutmaßliche Strandlinie der zweiten Mediterranstufe (Leithakalkbildungen).

— — — — Mutmaßliche Strandlinie der Grunder Schichten. (Nur im Südwesten angegeben.)

insofern fixieren, als nach Mohrs Angaben die lacustren Sedimente des tieferen Miocäns daran Anteil genommen haben. Nach Hofmanns Bericht erscheinen diese gestörten, lacustren Bildungen diskordant von der zweiten Mediterranstufe bei Pinkafeld überlagert[1]). Somit fällt die Bruchphase in die Zeit zwischen erste und zweite

[1]) Loc. cit. pag. 20.

Mediterranstufe, also in jene Epoche, in der der Einbruch des Wiener Beckens stattfand und in welcher sich auch in anderen Teilen der Grazer Bucht Störungen abgespielt haben. Es ist interessant, daß die Sedimente der zweiten Mediterranstufe sich gerade im Bereiche der gesenkten Scholle bei Wiesfleck, Schreibersdorf und Talheim (Pinkafeld NW) ablagerten. Dagegen hat der ganze, westlich der Bruchlinie „Friedbergtunnel—Friedberg (und Fortsetzung bis Pinkafeld)“ gelegene Raum der Grazer Bucht keine Spur mediterraner Sedimente aufzuweisen. Somit glaube ich, daß das Auftreten der marinen Schichten am Alpenrande bei Pinkafeld NW durch die tektonische Senkung dieser Scholle vor Ablagerung der zweiten Mediterranstufe zu erklären ist.

Die Verbindung dieser tiefliegenden Bucht mit dem Meer des zentralen Beckens wird wohl am ehesten in einem schmalen Arm zu suchen sein, der zwischen der dem Nordrand der Grazer Bucht angehörigen Scholle von Hartberg und dem „östlichen Grundgebirgsrücken (Güns—Sulz)“ bis in die Pinkafelder Bucht eingedrungen ist. (Siehe Taf. XXI und Textfigur 4.)

Im S und SO des Gleichenberger Eruptivgebietes stand das Mediterranmeer in freier Kommunikation mit dem untersteirisch-pannonischen Becken. Die Überdeckung jüngerer, sarmatischer und pontischer Sedimente läßt indessen die Leithakalke erst in der Gegend von Friedau und Luttenberg hervortreten, wo sie bereits dem nördlichsten Teil der untersteirischen Faltungszone angehören und als Antikline emportauchen. Sie bilden die von Höfer[1]) und Dreger[2]) untersuchten Erhebungen des Kulmberges bei Friedau und des Jerusalemberges an der ungarischen Grenze.

Höfer[1]) hat das Vorkommen von Nulliporen-, Bryozoen- und Amphisteginen-Facies geschildert und erstere der Bildungsweise nach als submarine Wiese gedeutet. In der streichenden Fortsetzung gegen NO treten in der Murinsel in Ungarn (Mündungsgebiet der Mur in die Drau) von Matyaskovsky beschriebene, mergelige, tonige, mit Sandsteinbänken und Nulliporenknollen versehene Mediterranbildungen unmittelbar unter pontischer Bedeckung hervor.

12. Kapitel.

Störungsphase vor Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten.

Der Ablagerung der sarmatischen Stufe in Mittelsteiermark sind beträchtliche Störungen vorausgegangen. Die Notwendigkeit einer Annahme von solchen ergibt sich aus folgenden Gründen:

1. Während am Buchkogel bei Wildon die Leithakalke heute noch eine Seehöhe von 551 *m* erreichen, liegen sie wenige Kilometer

---

[1]) H. Höfer, Das Tertiär im Nordosten von Friedau in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 573.

[2]) J. Dreger, Geologische Beschreibung der Umgebung der Städte Pettau und Friedau und des östlichen Teiles des Kollosgebirges in Südsteiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 69. — Derselbe, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte etc. Blatt: Pettau und Vinica. Wien 1898.

ostwärts und nordostwärts unter der rund 300 *m* betragenden Talsohle auch hier in gleicher seichter Strandfacies (Nulliporenkalke) ausgebildet. Die dort konstatierbare Auflagerung mächtiger unter- und mittelsarmatischer Sedimente, welche im Gebiet westlich der Mur (Sausal) fehlen, zeigt an, daß die Ausbildung dieser Störungslinie in vorsarmatische Zeit zurückreichen muß. Die Absenkung wurde von Granigg[1]) als tektonische Linie erkannt und ihre Wichtigkeit gebührend hervorgehoben.

2. Im Eruptivgebiet von Gleichenberg reichen die hangendsten Sedimente der zweiten Mediterranstufe (in der tektonisch höchstgelegenen Scholle) bis zur Seehöhe von 280 *m* hinan. Sie sind hier ebenso wie im Sausalgebiet als Strandbildungen (Nulliporenkalkriffe mit Bryozoenstöcken, Korallen und Pectunculusbänken etc.), entwickelt.

Da diese gleichartigen Strandbildungen nur in einem annähernd gleichen, nahe dem Meeresspiegel gelegenen Niveau gebildet sein können, müssen sie zur Zeit ihrer Entstehung dieselbe Höhenlage wie die hangenden Mediterransedimente im Sausal besessen haben. Sie müssen also auch zu dieser Zeit eine der im Sausal jetzt 550 *m* hoch gelegenen Bildungen entsprechende Niveaulage aufgewiesen haben.

Da sich in dem Eruptivgebiet diesen marinen Ablagerungen rund 300 *m* mächtige, sarmatische Sedimente auflagern, das sarmatische Meer jedoch nach allgemeiner Annahme einen tieferen Stand als das mediterrane besaß, so läßt sich diese Erscheinung nur durch eine nachmediterrane, vorsarmatische Senkung erklären.

Denn es erscheint unmöglich, daß sich über den marinen Strandbildungen bei sich zurückziehendem oder selbst gleichbleibendem Wasserspiegel 300 *m* mächtige, jüngere (sarmatische) Sedimente hätten auflagern können. Der Tiefstand des sarmatischen Meeres wird aber auch in Mittelsteiermark durch die Regression im Bereiche des Sausalgebiets und der westlichen windischen Büheln sowie in der von mediterranen Sedimenten eingenommenen Region nordöstlich von Pinkafeld erwiesen.

Das obertägige Fehlen der mediterranen Bildungen zwischen den absinkenden Leithakalken bei Wildon an der Mur und dem Eruptivgebiet von Gleichenberg sowie die Überlagerung derselben in diesem Raume durch mindestens 200 m mächtige sarmatische Sedimente läßt erkennen, daß diese Senkung die ganze, zwischen dem Ostabbruch des Sausal und dem Vulkangebiet gelegene Region gleichzeitig und gleichartig ergriffen hat.

3. Die als notwendig erkannte vorsarmatische Senkung findet eine wichtige Begründung in den Verhältnissen am Nordrande der Grazer Bucht. Wie schon in früheren Kapiteln hervorgehoben wurde, treten am Alpenrande zwischen Graz, Weiz, Hartberg und Friedberg keine mediterranen Sedimente zutage. Es wurde schon dort angegeben, daß diese ungewöhnliche Erscheinung sich nur durch nachträgliche Bewegungen erklären läßt. Es ist sehr interessant, daß sich in der Gegend von Waldhof, Winkel und Ober-Büchl (westlich von Graz), bei Nieder-Schöckl und in der Region von Weiz (Bücheln, Krotten-

[1]) B. Granigg, Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1910, loc. cit. pag. 495.

dorf etc.) die unmittelbare Anlagerung tieferer (unter- und mittel-) sarmatischer Schichten an das Grundgebirge erkennen läßt. Bei Weiz konnte B. Granigg[1]) auf Grund von Bohrungen feststellen, daß im Untergrunde die von einer geringen Decke pontischer Bildungen überdeckten sarmatischen Schichten unmittelbar dem Grundgebirge auflagern.

Fig. 5.



— — — — Mutmaßliche Strandlinie der tieferen (unter- und mittel-) sarmatischen Schichten.

—·—·— Mutmaßliche Strandlinie der obersarmatischen Schichten.

lagern. Diese Beobachtungen lassen es als notwendig erscheinen, daß aus der Gegend westlich von Graz über Nieder-Schöckel bis Weiz (Ost des Ortes) eine Senkung stattgefunden hat, welche die Transgression sarmatischer Schichten über das Grundgebirge ermöglichte.

[1]) Loc. cit. pag. 532.

Verknüpfen wir hiermit die unter 1 und 2 angeführten Schlußfolgerungen, so ergibt sich, daß diese Senkung nur als die natürliche Folge jener großen Bewegung anzusehen ist, die die Region östlich des Sausals in vorsarmatischer Zeit zur Tiefe niedergleiten ließ. Diese tektonische Bewegung griff naturgemäß nach Norden bis an den Alpenrand über und senkte eine mehr oder minder ausgedehnte randliche Scholle mit hinab.

Ein Versuch, die genauere Richtung der den „Horst" des Sausals vom östlichen, abgesunkenen Flügel trennenden Bruchlinie zu eruieren, ist durch das Auftreten mächtiger diluvialer und alluvialer Sedimente entlang dieser Zone erschwert. Betrachtet man indessen die am Aframerzug (linkes Murufer bei Wildon) absinkenden Mediterranbildungen, so scheint das Hinabtauchen entlang einer beiläufig NW—NNW streichenden Linie stattzufinden. In Übereinstimmung damit steht es, daß die Fortführung dieser Linie gegen SO in die Gegend von Mureck läuft, wo ebenfalls die „marinen" Bildungen (Leithakalk und Foraminiferenmergel) unter sarmatischen Schichten versinken. Die Fortsetzung der Bruchlinie aus der Wildoner Gegend nach NW läßt auch die sarmatischen Schichten, welche bei Waldhof, Winkel und Ober-Büchl (Graz W) auftreten, noch im Bereiche der gesenkten Zone erscheinen. Die Therme von Doblbad liegt an derselben Linie. Somit glaube ich mit einiger Berechtigung einen beiläufig NW bis NNW gerichteten Verlauf der randlichen Dislokation annehmen zu können.

Schließlich möchte ich darauf hinweisen, daß diese Erscheinung sich in jene schon früher hervorgehobene Reihe von Vorgängen einfügt, die ein Fortschreiten der Senkung in der Richtung gegen NNO erkennen ließen. (Textfigur 7.)

Während im Spätmediterran insbesondere das Gebiet nördlich des Sausals (Buchkogel bei Wildon, Aframerzug) sich senkte, hat die vorsarmatische (postmediterrane) Bruchphase eine wieder nordöstlich davon gelegene Zone zur Tiefe gebracht. Die Senkung hat sich diesmal bis an den gegenwärtigen Nordrand der Grazer Bucht geltend gemacht.

Die folgende Darstellung der Verbreitung der tieferen sarmatischen (unter- und mittelsarmatischen) Schichten wird zeigen, daß dieselben im Bereiche der Hartberger Scholle, also jenes östlich von Weiz in das Innere der Grazer Bucht vordringenden kristallinen Sporns wahrscheinlich nicht mehr entwickelt sind. Ebenso fehlen sie an der schon oft erwähnten mächtigen, östlichen Erhebungsreihe „Güns-Sulz". In diesen Gebieten hat sich also die besprochene vorsarmatische Senkung nicht mehr geäußert.

13. Kapitel.

Die „Untersarmatische Stufe".

Die untersarmatische Stufe wird im Eruptivgebiet von Gleichenberg durch eine mächtige Schichtfolge von Tegeln, Schiefertonen, Tegelmergeln, feinen Sanden und einer Einlagerung groben Schotters repräsentiert. Das Vorherrschen der tonigen Sedimentation, der im

Hangenden konstatierbare Übergang in Tegelmergel, das Auftreten zahlreicher, wenn auch kaum abbauwürdiger Kohlenflözchen als auch das reichliche Vorhandensein von Cerithien erinnert an die Facies des Florianer Tegels.

Die schöngeschichteten oder gebänderten dunklen Schiefertone und Tegel zeigen durch ihre ebenmäßigen Absatzflächen einen gleichmäßigen Rythmus in der Sedimentation an. Die Feinheit des Korns, die durchaus vorherrschend ist, läßt vermuten, daß größere tektonische Bewegungen während der Ablagerung dieses Komplexes nicht stattgefunden haben. Nur der im Eruptivgebiete von Gleichenberg in dem tieferen Teil der Serie nachweisbare Zug groben Schotters, den ich im Bereiche der von mir aufgenommenen Region kontinuierlich verfolgen konnte, scheint eine einmalige, vielleicht auf tektonische Bewegungen zurückführbare rasche Änderung in der Sedimentation anzuzeigen.

Das Vorherrschen der schlammigen Facies läßt vermuten, daß keine lebhafte Wasserbewegung in dem Becken bestanden hat und daß diese tonigen Bildungen, wenn auch nicht in großer Tiefe, so doch in einem Niveau zum Absatz kamen, wo sie der Einwirkung der Wellenbewegung entzogen waren. Zugunsten der Annahme spricht auch die große Dünnschaligkeit der Conchylien, die meistens als Abdrücke oder zarte Häutchen die Schichtflächen bedecken.

Der Fossilreichtum erscheint, wenn auch nicht gering, so doch auf einzelne Lagen beschränkt, die mit den oft perlmutterglänzenden Modiolaschalen erfüllt sind. Der verhältnismäßig geringe Artenreichtum der Fauna sowie das Vorkommen der ausgesüßtes Wasser bevorzugenden Hydrobien und Cerithien (zum Beispiel bei Gruisla) läßt vermuten, daß der Salzgehalt kein sehr bedeutender gewesen ist.

Als Leitfossil für diese tiefsten Schichten scheint (übrigens nicht nur für Mittelsteiermark) eine *Syndosmia sp.* [1]) in Betracht zu kommen. Denn obwohl mir aus dem Bereiche der untersarmatischen Stufe im Gegensatz zu den beiden höheren Abteilungen nur wenig Aufschlüsse bekannt sind, so konnte ich dennoch an den vier bedeutendsten das Auftreten von *Syndosmia* wahrnehmen. Dagegen fand ich diese Form niemals in höheren Schichten.

Daneben erscheint das Auftreten von *Cardium protractum*, ferner von Cardien aus der Gruppe des *obsoletum* und *plicatum* (dünnschalige Varietäten), von Hydrobien und Cerithien, schließlich von Foraminiferen charakteristisch.

Ich wende mich der Verbreitung dieser tiefsten sarmatischen Bildungen zu.

Im Gleichenberger Eruptivgebiet besitzt die als Basis der jüngeren Bildungen auftretende untersarmatische Stufe ihr Hauptverbreitungsgebiet in der von mir kartierten südlichen Region.

Infolge tektonischer Ursachen sinkt dieser Horizont dort insbesondere nach Nord, Süd und Ost hinab. Aber auch im Westen des Eruptivgebietes, jenseits des Sulzbachtales scheint er nur in beschränktem Ausmaß nahe der Talsohle hervorzutreten.

---

[1]) Die Exemplare sind zu schlecht erhalten, um eine spezifische Bestimmung durchzuführen.

Im Trachytmassiv selbst konnte ich untersarmatische Schichten, die infolge ihrer Anlagerung an diese Erhebung noch emportauchen, bei Bärnreit (1 *km* NO des Kurortes), hart am Trachyt in einem Hohlweg (Abgrabung) erschlossen, auffinden.

Sie führen hier *Modiola marginata*, *Cardium protractum*, *Syndosmia* und *Buccinum sp.* [1]).

Wie erwähnt, breitet sich westlich des Eruptivgebietes (westlich des Sulzbachtals) ein ausgedehntes, von mittelsarmatischen Schichten eingenommenes Gebiet aus, in welchem diese Sedimente die tieferen Bildungen meist verdecken.

Im zentralen Teil dieser Region fand Clar [2]) Tegel mit *Cerith. pictum* und *Cardium obsoletum* zwischen St. Stefan und Glatzau. (Kirchbach SO), die hier in der Tiefe des Tales lagernd, vielleicht dem basalen sarmatischen Horizont angehören.

Gegen den Rand des Ablagerungsraumes, an der Nord—Süd verlaufenden Murtalstrecke zwischen Fernitz (Graz S) und Wildon erscheint eine Zone untersarmatischer Bildungen. Nach Fabians [3]) Schilderung treten hier, unmittelbar über dem absinkenden Leithakalk gelagert, sarmatische Tegel zutage. Das Vorkommen von *Modiola marginata*, von Cerithien und Ervilien (so wurden vielleicht auch meist schlechterhaltene *Syndosmien* bestimmt), das Vorherrschen von Tegelfacies und das Auftreten von Kohlenflözchen sowie die analoge stratigraphische Position im Hangenden des Leithakalkes zeigt die Identität mit den gleichartig geschilderten untersarmatischen Schichten des Eruptionsgebietes. Auch hier sind diese Bildungen, wie Fabian zeigte, durch eine gröberklastische Lage vom Mediterran getrennt. In der unmittelbaren Fortsetzung dieser Zone konnte ich bei Fernitz (10 *km* S von Graz) in dem Graben, der südöstlich der Ortschaft in das Murtal einmündet, an der Basis der das Hügelland aufbauenden mittelsarmatischen Schichten, die mächtigen, schöngebänderten, dunklen Schiefertone wieder auffinden, die auch hier durch das Vorkommen von *Syndosmia sp.*, *Modiola marginata* und *Cardium sp.* gekennzeichnet sind. Infolge der noch später zu besprechenden, jüngeren tektonischen Vorgänge sinken sie bei Fernitz mit nordwärts gerichtetem Fallen unter das Talniveau hinab [4]).

Es ist vorauszusetzen, daß sie im Untergrund der Stadt Graz vorhanden sind. Bohrungen haben ergeben, daß in der Tiefe von 155 *m* Foraminiferentegel auftreten, deren Fauna am ehesten einem sarmatischen Alter entspricht [5]).

Bei Nieder-Schöckl, Graz NO, sind sarmatische Tone mit Cardien unmittelbar dem Grundgebirge aufgelagert, die vielleicht dieser

---

[1]) Schon Stur erwähnt den Fundort.

[2]) K. Peters, Schichten der sarmatischen Stufe bei Kirchbach nordöstlich von Graz. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1869, pag. 239.

[3]) K. Fabian, Das Miocänland zwischen Stiefing und Mur. Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. Jahrg. 1905, Graz 1906.

[4]) V. Hilber (LXXXVI. Jahresbericht d. Steierm. Landesmuseums Joanneum f. d. Jahr 1897. Graz 1898, pag. 18) erwähnt das Auftreten eines Telliniden! in den sarmatischen Schichten am Murberg bei Wildon.

[5]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet zwischen Graz, Köflach etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893. — R. Hoernes, Bau und Bild, pag. 1095.

unteren Stufe angehören. Bei Weiz schließlich lagern unmittelbar über dem Grundgebirge nach Graniggs Angaben grüne Tegel, die Buccinum und Cerithiensteinkerne enthalten [1]). Nach der Lagerung und Facies entsprechen vielleicht auch diese den untersarmatischen Schichten.

Diese zwar noch sehr lückenhaften Angaben über die Verbreitung der untersarmatischen Schichten zeigen an, daß sie einerseits am Rande des Ablagerungsbeckens bei St. Georgen, bei Wildon, Mellach, Fernitz, Nieder-Schöckl, Weiz hervortreten, anderseits besonders im südlichen Eruptivgebiet von Gleichenberg in den dort tektonisch „höchstgelegenen" Schollen vorhanden sind. Das Innere dieses Beckens wird zumeist von jüngeren Sedimenten eingenommen.

14. Kapitel.

Die „Mittelsarmatische Stufe".

Im Eruptivgebiet von Gleichenberg folgen über der untersarmatischen Stufe Schichten, die einerseits durch das starke Hervortreten grobsandiger Bildungen, oft durch Diagonalschichtung gekennzeichnet, anderseits durch das reichliche Auftreten von Mergeln sich von den Sedimenten der untersarmatischen Stufe unterscheiden. Wasserpflanzen führende Lagen stellen sich vielfach ein, meist *Typha latissima* aufweisend.

Im großen und ganzen entsprechen die Ablagerungen der mittelsarmatischen Stufe einem Seichterwerden des Meeres, einer Beckenfüllung jener tieferen Bucht, in der die Sedimente der untersarmatischen Abteilung zum Absatz gelangten. Im Eruptivgebiet ließ sich eine gewisse Vertikalgliederung innerhalb dieser Stufe noch darin erkennen, daß an der Basis ein Zug groben Schotters (Klöch, Pichla, Neusetz etc.) entwickelt ist. In dessen Hangenden konnte an mehreren Punkten eine Schilfreste führende Schicht konstatiert werden (zum Beispiel bei Pichla, Klöch, Rosenberg, Waldsberg [2]). Der mittlere Teil der Schichtgruppe zeigt sich aus einer Wechsellagerung sandiger Bildungen mit schöngebänderten Mergeln und Schiefertonen eingenommen, während schließlich feine, tonige Sande die Serie abschließen. Es ist mir aber noch nicht möglich gewesen zu konstatieren, ob diese Aufeinanderfolge sich auch noch in weiterem Umkreis wird nachweisen lassen.

Wie erwähnt, spricht das durchschnittlich grobe Korn dieser Bildungen und das Auftreten Wasserpflanzen führender Schichten für eine Entstehung in seichtem Wasser.

Ja es müssen sich zeitweise (wenigstens im südlichen Eruptivgebiet) ausgedehnte Schilfwiesen im Bereiche dieses flachen Meeresbeckens befunden haben. Zu einer nennenswerten Flözbildung ist es indessen nirgends gekommen. Die die Schichten senkreht durch-

[1]) Loc. cit. pag. 532.
[2]) A. Winkler, loc. cit. pag. 447.

setzenden mächtigen Strünke der Schilfgräser konnten insbesondere bei Waldsberg (Gleichenberg S) beobachtet werden.

Zwei Eigentümlichkeiten sind aber besonders für die Bildungsverhältnisse dieser Sedimente bezeichnend: „Die Diagonalschichtung der Sande und das Auftreten feingebänderter Mergellagen."

Beide Bildungen stehen in innigem stratigraphischen Verband. De Geer[1]) hat vor kurzem das Zusammenvorkommen feingebänderter Sedimente mit diagonalgeschichteten Sanden hervorgehoben. Er hat angegeben, daß es sich hierbei um Bildungen handelt, die unter dem Einfluß einer mächtigen Grundströmung zustande gekommen sind. Die in einer bestimmten Richtung bewegte Wassermasse hat einerseits in den Sanden die Kreuzschichtung gebildet, anderseits spiegelt sich in dem Rhythmus der feinen Bänderung der jährliche Wechsel in den durch die Strömung zugeführten Sedimenten wieder. Das Vorhandensein einer Grundströmung ist, wie dieser Forscher angibt, durch einen sehr geringen Salzgehalt des Meeresbeckens hervorgerufen. Die in dasselbe einmündenden Wassermengen werden sich infolge der geringen Dichte des salzarmen Meerwassers am Boden der Bucht weiterbewegen.

Ich glaube, daß diese auf die glazialen Marinablagerungen Skandinaviens sich beziehenden Angaben ohne weiteres auf die Verhältnisse in der mittelsteirischen Bucht übertragen werden können. Die ärmliche Fauna und die reichliche Beimengung pflanzlicher Substanz, ja selbst Süßwasser-Conchylien führender Lagen, spricht auch hier für einen geringen Salzgehalt des Meeres. Die für die mittelsarmatischen Sandbildungen so charakteristische Diagonalschichtung zeigt auch hier den Einfluß von Strömungen am Meeresgrunde an. Die damit verbundenen, fein und gleichmäßig gebänderten Tonmergel lassen für die Entstehung ihres Sedimentationsrhythmus wohl kaum eine andere Erklärung zu, als eine den Jahresringen entsprechende Bildungsweise. So läßt sich auf indirektem Wege eine Bestätigung des aus Flora und Fauna geschlossenen, salzarmen Charakters des mittelsarmatischen Meeres erkennen.

Die Fauna erhält ihr Gepräge durch das Zurücktreten dickschaliger Organismen (mit Ausnahme einer im Hangenden auftretenden Austernbank) und insbesondere durch das Vorherrschen variabler Cardienformen.

Zumeist ist die mittelsarmatische Stufe, die ich im Bereiche des kartierten Gebiets an mehr als 15 Punkten faunistisch ausbeutete, in dieser Cardienfacies entwickelt.

Als wichtigstes Leitfossil ist jene Cardienform zu bezeichnen, die Hilber bei Radkersburg aufgefunden und als *Cardium aff. squamulosum* bezeichnet hat[2]), obgleich ihm die Identität mit dieser Form nicht wahrscheinlich dünkte. Bittner bezeichnet nach Hilbers Abbildung diese Form als ein auch für untersteirische sarmatische

---

[1]) De Geer, Geologische Rundschau 1912, Bd. III. pag. 468—469. Geochronologie der letzten 12000 Jahre.

[2]) V. Hilber, Sarmat.-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. d. naturw. Vereins f. Steierm. Jahrg. 1891, Graz 1892.

Schichten charakteristisches Fossil und hält eine nahe Verwandtschaft mit *Uniocardium Capellini* für wahrscheinlich[1]). Hoernes hatte schon vorher analoge Cardien im Gebiete „der Gräben" zwischen dem Eruptivgebiet und der Mur aufgefunden und seinem *Cardium Abichi* verwandt gedeutet[2]). Es dürften ihm aber nur Steinkerne vorgelegen sein. Schließlich hat Andrussow[3]) nach Hilbers Abbildung die Identität des Cardiums mit *C. Barboti R. H.* angenommen. Letzterer Auffassung folge ich in der Benennung der Art.

Diese sehr variable Cardienform findet sich in vielen fossilführenden Aufschlüssen mittelsarmatischer Schichten im Eruptivgebiet. Sie ist sehr dünnschalig und meistens nur als Steinkern oder Abdruck erhalten. Sie zeichnet sich durch weitabstehende, mit Dornen versehene sehr variable, fadenförmige Rippen, durch das Auftreten von Zwischenrippen und eine etwas in die Länge gezogene Gestalt der Schale aus. Oft besitzt sie ein rippenloses Mittelfeld. Die weite Verbreitung dieser Form (Untersteier, ganz Mittelsteier, Rußland), ihr Fehlen in tieferen und höheren sarmatischen Horizonten, rechtfertigen, wie ich glaube, die ihr in vorliegenden Zeilen zugesprochene Bedeutung als Leitfossil mittelsarmatischer Horizonte.

Ein anderes, nur in diesen Schichten aufgefundenes Fossil stellt *Cardium cf. Loveni Nordm.* dar, welches allerdings nur an zwei Punkten angetroffen wurde. Dagegen war *Fragilia cf. fragilis,* ebenfalls auf mittelsarmatische Schichten beschränkt, häufig bemerkbar.

Ein von mir als *Cardium n. sp.* bezeichnete Fossil, wahrscheinlich mit einer von Hoernes als *Cardium cf. obsoletum* bezeichneten Form identisch[4]), wurde auch in diesem mittleren Horizont aufgefunden.

Cardien aus der Gruppe des *Obsoletum*, große *Modiola marginata*-Formen, *Ervilia podolica*, *Tapes gregaria* und eine kleine, dünnschalige *Mactra* vervollständigen das Bild der häufigsten mittelsarmatischen Fosilien.

Die mittelsarmatischen Schichten sind im südlichen Eruptivgebiet nicht durch Fossilreichtum ausgezeichnet; nur durch sehr genaue Begehungen konnte eine beträchtliche Anzahl von Fossilfundstellen ausfindig gemacht werden. Die sandigen Ablagerungen sowie die feingeschichteten Tonmergel sind meist ganz frei von Fossilien. Vielleicht steht dies ursächlich auch mit den Strömungen in Zusammenhang, welche sich in diesem Sediment kundgaben. In dieser Hinsicht ist das Fehlen aller Conchylien in den mittelsarmatischen, grobklastischen Schichten sehr bezeichnend. Die starke Bewegung, welche das grobe Sediment in dem seichten Meeresbecken durch Strömungen erfuhr, wird die Ansiedlung von Faunen nicht ermöglicht haben. Die Fossilien sind meist in einzelnen Tegelmergellagen (oder Tegel) erhalten.

---

[1]) Al. Bittner, Referat. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 115.

[2]) R. Hoernes, Mitt. des naturw. Vereins f. Steierm. 1878. Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz.

[3]) N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. mineralog. Gesellschaft zu St. Petersburg. II. Serie Bd. 39. 1902, pag. 480—481.

[4]) R. Hoernes, loc. cit.

Es erübrigt noch einer an zwei Punkten nachgewiesenen Ausbildung Erwähnung zu tun, welche in dem von Hofrat Th. Fuchs erwähnten Modiolaschlamm des Schwarzen Meeres ein Analogon findet [1]). Am Rosenberge (Frutten SO, Gleichenberg Süd) fand sich ein grüner, stinkender, schlammiger Tegel erschlossen, der von dünnen, sehr gebrechlichen Bivalven und Gastropodenschalen ganz erfüllt war. Insbesondere fallen die perlmutterglänzenden, papierdünnen Modiolagehäuse auf, nebst welchen Bullen und eine dreieckige Ervilienvarietät am häufigsten anzutreffen sind. *Cardium cf. Loveni*, *Cardium cf. Barboti* und kleine Trochusformen stehen an Zahl gegenüber den vorerwähnten Formen zurück.

Dieser Modiola-Bullaschlamm entspricht sowohl der Facies als auch der Fauna nách dem von Fuchs im Schwarzen Meer beobachteten und sich dort in einer Tiefe von 35—100 Faden bildenden Modiolaschlamm.

Er gleicht aber auch jenem von Andrussow [2]) aus südrussischen sarmatischen Schichten beschriebenen Modiolaschlamm, der ebenso wie der am „Rosenberge" durch das Auftreten von *Modiola marginata*, *Bulla Lajonkaireana* und Cardien vorzüglich charakterisiert ist. Die überraschende Ähnlichkeit in Fauna und Sediment läßt eine analoge Bildungsweise der mittelsteirischen Facies wie die der russischen voraussetzen, welche letztere nach Andrussow in ruhigem Wasser, nicht nahe vom Ufer und in einer Tiefe von mindestens 35 Faden entstand.

Die mittelsarmatische Stufe unterscheidet sich faunistisch von der hangenden obersarmatischen durch das Zurücktreten der Cerithien (im Eruptivgebiet fehlen sie sogar), durch das Fehlen aller dickschaligen Organismen (gegenüber den dickschaligen obersarmatischen Cardien, Mactren, Tapes und Trochusformen), durch den Mangel reiner Kalkbildungen, insbesondere der für obersarmatisch so bezeichnenden *Spirorbis*-Kalke, *Peneroplis*-Kalke und Oolithe, durch das Auftreten der auf die mittlere Sfufe beschränkten Cardienformen und *Fragilia fragilis* und schließlich durch die Abwesenheit vieler obersarmatischer Leitformen (*Cardium Jammense*, diverse *Mactra*-Spezies etc.).

Mittel- und obersarmatische Stufe sind faunistisch sehr gut geschieden.

Die Verbreitung der mittelsarmatischen Stufe läßt sich aus dem von mir beschriebenen [3]) südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet deutlich weiter verfolgen.

Östlich des Kutschenitzabaches, der dort die Grenze gegen Ungarn bildet, tritt sie zwischen diesem und dem Lendvatale zutage, wo sie bereits Stoliczka 1863 auffand [4]). Seine Angaben, daß im

[1]) Th. Fuchs, Über die Natur der sarmatischen Stufe. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. LXVIV, 1877, pag. 9. Analoge Sedimente, besonders aus sarmatirchen Schichten Rußlands, gibt N. Andrussow an.

[2]) N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. Gesellschaft in St. Petersburg. 39. Bd., 2. Serie 1902. Die südrussischen Neogenablagerungen.

[3]) A. Winkler. Das Eruptivgebiet von Gleichenberg etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913.

[4]) F. Stoliczka, Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 6.

Liegenden mächtiger Sande, die Tegel und oolithische Kalke führen (= Obersarmatisch), lichte Tonmergel mit Pflanzenresten und verdrückten Cardien auftreten, beziehen sich auf diese mittelsarmatischen Sedimente.

Die mittelsarmatischen Bildungen sinken entlang des Lendvatales (Gegend von St. Georgen) unter auflagernde obersarmatische und pontische Sedimente hinab.

In der unmittelbaren Umrandung der Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen lagern sich an das Paläozoikum mittelsarmatische Sedimente an, die infolge der Strandnähe sehr an Mächtigkeit reduziert und durch Sande allein vertreten sind[1]).

So wie gegen Ost tauchen auch gegen Nord die mittelsarmatischen Schichten unter auflagernde obersarmatisch-pontische Sedimente hinab. Sie treten hier (jenseits des kartierten Gebiets) unmittelbar südlich von Gleichenberg am SW-Fuß der Wirberge in einer Ziegelgrube zutage. Flach gelagerte Bänke von Tegeln und Tegelmergeln sind hier in einer Mächtigkeit von mehreren Metern erschlossen und werden weiter im Hangenden von Sanden überlagert. Im Tegel fand sich: *Cardium cf. Barboti*, *Cardium n. sp.*, *Trochus cf. pictus*, *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Mactra sp. ind.* Diese Fauna stimmt mit jener mittelsarmatischer Schichten überein.

In unmittelbarer Nähe dieses Fundortes befindet sich die mit Tuff und Bruchstücken fremder Gesteine erfüllte Tuffspalte der Wirberge. Am Rande derselben fand sich eine weit über hausgroße Scholle von sarmatischen Mergeln.

Sie gehört jedenfalls einer beim Durchbruch mitgerissenen, wahrscheinlich im unmittelbaren Liegenden der besprochenen Tegel anstehenden Partie an. Das Gestein entspricht vollkommen jenem der mittelsarmatischen Mergel; ich konnte hier in zirka 40—50 Exemplaren das Leitfossil *Cardium cf. Barboti* aufsammeln.

Südlich des Eruptivgebiets lassen sich die mittelsarmatischen Schichten in den nördlichen Windischen Büheln bei Radkersburg deutlich erkennen. Sie treten in der Umgebung dieser Stadt im Liegenden der kalkführenden obersarmatischen Schichten hervor. Andraes Profildarstellung zeigt bereits die Mergelserie im Liegenden, den Kalkzug im Hangenden (Schloßberg bei Radkersburg)[2]). Am westlichen Abhang des Berges besteht die tiefere Schicht, die unter dem Sand gelagert ist, aus Mergeln mit Blattresten und enthält nebst Cerithien, *Ervilia podolica*, *Card. obsoletum protractum*, *Tapes gregaria*, *Modiola marginata*, *Bulla* etc. Sie entspricht jedenfalls dem Mittelsarmat.

In der Sammlung des Grazer „Joanneums" fand ich einen von der Gemeinde Hasenberg (bei Radkersburg) stammenden Tegel, der nach Gesteinsbeschaffenheit und Fauna vollkommen jenem von mir am Rosenberge aufgefundenen Tegel glich und wie dort durch das Auftreten der dreieckigen *Ervilia podolica*, *Bulla Lajonkaireana*, *Modiola marginata*, ausgezeichnet war. Er enthielt ebenso wie am Rosenberge zahlreiche

---

[1]) A. Winkler, loc. cit. pag. 441.

[2]) K. J. Andrae, Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Sek. etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, pag. 301.

bandförmige Streifen einer dunklen Substanz, die Muschelbrut und Foraminiferen umschlossen. Es sind diese in den mergeligen oder schlammigen mittel- und untersarmatischen Bildungen sehr verbreiteten Bänder als Exkremente von Würmern und Fischen aufzufassen, eine Deutung, welche ich Herrn Hofrat Th. Fuchs verdanke.

Bei der vollkommenen Analogie dieser Tegel von Hasenberg mit jenen vom Rosenberg sind beide als Sedimente desselben Horizonts anzusehen, dürften also einem hangenderen Niveau der mittelsarmatischen Stufe angehören.

Den mittelsarmatischen Mergeln entsprechende Bildungen liegen von Rotenturm bei Radkersburg (Wirtshaus-Eiskeller) vor, die *Bulla Lajonkaireana*, *Modiola marginata*, *Fragilia*, *Buccinum duplicatum* und Cardien enthalten. Von diesem Fundort ist auch das mittelsarmatische Leitfossil *Cardium cf. Barboti* (als *C. aff. squamulosum*) beschrieben worden [1]). Daneben erscheinen die dreieckigen Ervilien, Columbellen, Cerithien etc.

An diesem reichen Fundort tritt also wieder eine typisch mittelsarmatische Faunenvergesellschaftung entgegen.

Von Lastomerzen in den Windischen Büheln (Weg nach Weigelsberg) sind in der Sammlung Kalke mit Cardienabdrücken, entsprechend den mittelsarmatischen Gesteinen des Eruptivgebietes vorhanden.

Auch Mergel mit Cardien und Tapes von Mukitschberg-Negauberg (Radkersburg SSO) dürften hierherzustellen sein.

Nun gelange ich zur Besprechung der Verbreitung mittelsarmatischer Schichten, in jener als „die Gräben" bezeichneten Region, welche sich westlich an das von mir kartierte Gebiet anschließt und sich vom Eruptivgebiet von Gleichenberg bis an die Murlinie Spielfeld—Wildon—Hausmannstätten (Graz S) ausdehnt. Diese Region wurde von Stur der pontischen Stufe zugezählt [2]). Indessen haben Hörnes [3]) und Hilber [4]) sowie Fabian [5]) gezeigt, daß mindestens ein Teil derselben der sarmatischen Stufe zuzurechnen ist. Meine Begehungen und Untersuchungen des aufgesammelten Materials haben es mir nahegelegt, daß in diesem Gebiete überhaupt nur sarmatische Schichten verbreitet sind. Eine Gewißheit hierüber werden wir jedoch erst durch die noch in Gang befindlichen Aufnahmen Herrn Bergrats Dr. J. Dreger in diesem Gebiet erlangen.

Für den Westen (Gegend von Wildon) haben dies schon Fabians Studien gezeigt, im Osten hat meine Aufnahme das Fehlen der pontischen Schichten und statt deren das Vorhandensein mittelsarmatischer

---

[1]) V. Hilber, Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. des naturw. Vereins f. Steiermark. 1891.

[2]) Geologische Karte zur „Geologie der Steiermark".

[3]) R. Hoernes u. V. Hilber, Sarmatische Ablagerungen bei Fernitz SSO von Graz. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 225. — R. Hoernes, Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz. Mitt. des naturw. Vereines f. Steierm. 1878.

[4]) V. Hilber, Hernalser Tegel bei St. Georgen-Wildon O. Verh. d. k. k. geol. R-A. 1878, pag. 101.

[5]) K. Fabian, Das Miocänland zwischen Stiefing und Mur. Mitt. d. naturw. Vereines 1905. Graz 1906.

ergeben [1]). Für den zentralen Teil ließen einzelne Begehungen, Sammlungsmaterial und Literatur zur Genüge dasselbe erkennen.

Die Tatsache, daß diese Region früher der pontischen Stufe zugezählt wurde, ist darin begründet, daß hier nicht jene durch ihren Fossilreichtum und typischen Charakter ausgezeichnete „obersarmatische" Stufe auftritt, sondern die fossilarme „mittelsarmatische Entwicklung" allein herrschend ist. Die genauere Begrenzung dieses Gebietes läßt erkennen, daß die mittelsarmatischen Schichten etwa entlang der Linie St. Anna am Aigen, Gleichenberg, Gnas, Kirchbach, Heiligenkreuz, Hausmannstätten im Murtal nordwärts unter pontische Sedimente hinabsinken. Südwärts und westwärts der Linie reichen sie bis zu dem knieförmig umbiegenden Murlauf heran.

Daß diese sarmatischen Schichten der mittleren (und unteren) Abteilung angehören, geht aus ihrer Fauna, Facies des Sediments und räumlichen Verbreitung hervor.

Während im Bereiche der obersarmatischen Schichten bei Gleichenberg und weiterer Umgebung, bei Radkersburg im Süden und Hartberg im Norden etc. Kalkbänke (Oolithkalke, Spirorbiskalke, Bivalven und Gastropodenkalke etc.) in mehreren hundert Steinbrüchen abgebaut werden, ist in der mehr als 30 *km* ausgedehnten sarmatischen Region vom Eruptivgebiet bis zur Mur keine Spur eines Kalkvorkommens bekannt. Dagegen sind hier die für mittelsarmatische Schichten bezeichnenden Mergel und Sande entwickelt. Gegen Osten hängt die Region übrigens mit der von mir als „mittelsarmatisch" erkannten Region im südlichen Eruptivgebiet zusammen.

Was die Fauna anbelangt, die diese Region geliefert hat, so stimmt sie mit der „mittelsarmatischen" des Eruptivgebietes überein. Meist sind es dünnschalige Formen und Conchylienabdrücke, die hier angetroffen wurden.

Es fehlen alle für obersarmatische Schichten bezeichnenden Formen. (Kein *Cardium Jammense*, keine großen Mactren [*cf. ponderosa*, *cf. caspia* etc.], keine dickschaligen Tapesformen, keine Cerithien der Gruppe *Hartbergense* und *Gamlitzense* etc. wurden hier angetroffen.)

Hoernes [2]), der dieses Gebiet auf Exkursionen durchstreifte, hat auf die eigentümliche Cardienfacies aufmerksam gemacht. Die von ihm als dem *Cardium Abichi* nahestehend bezeichneten Formen gehören wahrscheinlich dem *C. Barboti* an. Dieses Leitfossil mittelsarmatischer Schichten ist aus dieser Gegend an vielen Punkten, und zwar auch in den hangendsten Partien (zum Beispiel am Fernitzberg) bekannt geworden.

Ich betrachte es demnach als erwiesen, daß auf eine Erstreckung von mehr als 30 *km* mittelsarmatische (und untersarmatische) Sedimente das weite Hügelland aufbauen, welches sich östlich der Murlinie Wildon—Spielfeld bis zur Grenze ausbreitet und das von den N—S verlaufenden Tälern der Schwarzau, Saß, Stiefing, Gnas und Sulz etc. durchschnitten wird.

---

[1]) Loc. cit.

[2]) R. Hoernes, loc. cit., Mitt. d. naturw. Vereines f. Steierm. 1878. — K. Fabian, loc. cit.

Im östlichen Teil konnte ich am Rücken, der die Ortschaft Straden trägt (rechtes Ufer des Sulzbaches), erkennen, daß sich an dessen Aufbau vorwiegend mittelsarmatische Mergel beteiligen, die mit Sanden wechsellagern und eine Lage groben Schotters aufweisen.

Prof. Hilber[1]) hat sarmatische Mergel mit *Cardium* und *Modiola* NO von St. Georgen (Wildon O) aufgefunden, ferner *Modiola marginata* und Anneliden im Bach, der von Kurzragnitz zur Stiefing führt, entdeckt. Hoernes und Hilber[2]) haben bei Ortschaft Pichla einen sarmatischen Tegel mit Austern wahrgenommen, der auf den Höhen östlich des Ortes zu finden ist und daher gegenüber den tieferliegenden Tegeln ein höheres Niveau einnimmt. Vielleicht liegt hier derselbe Horizont vor, in dem weiter östlich bei Trautmannsdorf (Gleichenberg W), am Buchberge (NO-Ecke des Klöcher Massivs) und bei Gruisla (SO-Ecke desselben) eine Tegellage mit *Ostrea Gingensis* zutage tritt. An diesen Punkten nehmen Austernbänke ein ziemlich hangendes Niveau der mittelsarmatischen Stufe ein. Gegen Nord sinken diese Bildungen, wie angegeben, zwischen St. Anna am Aigen und Gnas unter obersarmatische, zwischen Gnas, Kirchbach, Hl. Kreuz und Hausmannstätten unter pontische Sedimente hinab. In der Nähe des letztgenannten Ortes konnte ich bei Fernitz (O des Ortes, Fahrweg) Sande mit *Cerithium mitrale* wahrnehmen, die mit Steinmergeln und tonigen Sedimenten wechsellagern.

Im Hangenden dieser aus Schiefertonen, Tegeln, Lehmen, Mergeln und Sanden bestehenden Schichtfolge konnte Hoernes Cardienmergel auffinden[3]), welcher mit dem mittelsarmatischen Leitfossil *C. cf. Barboti* (nach Identifizierung der in der Universitätssammlung in Graz aufbewahrten Stücke) erfüllt ist.

Ebenso fanden sich hier, wie in den mittelsarmatischen Schichten des Ostens, große *Modiola marginata*-Formen und die durch ihre dreieckige Gestalt ausgezeichnete Ervilienvarietät.

Auch von Hausmannstätten erliegen in der Sammlung Mergel mit dünnschaligen *Modiola marginata*- und *Cardium cf. Barboti*-Formen, von Klein-Felgitsch typisch mittelsarmatische Cardien und Trochus führende Mergel.

In der Sammlung des Joanneums finden sich Mergelgesteine von mittelsarmatischem Habitus von Pichla (St. Georgen a. d. Stiefing N) *Modiola marginata* führende Gesteine von Frannacherberg (St. Georgen a. d. Stiefing NO) vor. Bei Klein-Feiting (St. Georgen a. d. Stiefing N) wurden Sande mit dünnschaligen Bullen, Trochus und Buccinumformen gesammelt, während östlich des Ortes Tonmergel mit Cardien, *Modiola marginata*, Tapes und Trochus, in durchweg zarten Formen aufgefunden wurden. Diese für mittelsarmatische Schichten bezeichnenden Faunenvergesellschaftungen wiesen auch hier wieder die in den gleichen Ablagerungen des Eruptivgebiets bemerkten bandartigen Streifen, mit Foraminiferen und Muschelbrut erfüllt, auf.

---

[1]) V. Hilber, loc. cit.

[2]) R. Hoernes u. V. Hilber, Sarmatische Schichten etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 225.

[3]) R. Hoernes, loc. cit. Mitt. des naturw. Vereines f. Steierm. 1878.

Ich gelange nunmehr zur Besprechung der Schichtfolge, welche ich in der Umgebung von Gnas (Gleichenberg West) zu beobachten Gelegenheit hatte und welche einer genauen Untersuchung unterzogen wurde. Die Profile lassen hier wieder mit großer Deutlichkeit die Abtrennung der obersarmatischen von den tieferen (mittelsarmatischen) Schichten erkennen. Die reichlich Oolithkalke führenden, eine ganz ckarakteristische Fauna aufweisenden obersarmatischen Schichten sind nur auf den höheren Erhebungen östlich von Gnas (besonders dem Eberndorfer Berg bei Kote 366) sichtbar. Die tieferen Teile der Gehänge sind von sandigtegeligen Sedimenten erbaut, welche nur geringmächtige Kalkmergel und Mergelkalke enthalten. In einer Grube oberhalb des Marktes Gnas (östlich) fand ich am Waldrande einen Wechsel von fossilleeren, ungeschichteten Sanden mit fossilführenden, tonigbröckligen Sanden und Kalksanden aufgeschlossen.

Ich fand hier

Cardium plicatum Eichw. (dünnschalige Form)
Cardium cf. obsoletum Eichw.
Tapes sp.
Trochus cf. pictus.

Der Aufstieg von Gnas gegen NNO läßt am Hohlwege zuerst graugrüne tegelige Lagen, sodann eine Einlagerung einer einige Zentimeter mächtigen Ervilienkalklage, hierauf einige Meter im Hangenden derselben einen Kalkmergel mit Cardien und Tapessteinkernen erkennen.

Im Hangenden dieser Schichtgruppe sind sandige Mergel in einem verlassenen Steinbruch sichtbar, eine wohl nicht mächtige kalkige Schicht mit *C. cf. obsoletum, C. cf. plicatum* und *Ervilia podolica* überlagernd.

Im Mergel fanden sich:

Ervilia podolica Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Cardium cf. plicatum
Cardium cf. obsoletum
Mactra sp.
Trochus sp.

Das reichliche Auftreten von *Ervilia podolica*, welche ich im benachbarten südlichen Eruptivgebiet nur in tieferen sarmatischen Schichten und dort lokal sehr häufig antraf, das Erscheinen sogar kalkiger Lagen, von dieser Muschel aufgebaut, bestätigen die Annahme eines tiefersarmatischen (mittelsarmatischen) Alters für diese Bildungen.

Die vielfach Cerithien führenden Lagen, welche man im Hohlweg, der SW von Gnas auf den Rücken führt, beobachten kann, enthalten jene Varietät von *Cerithium rubiginosum Eichw.*, die ich in den „tieferen" sarmatischen Schichten im südlichen „Eruptivgebiet" antraf und die ich dem *Cerithium Comperei Orb.* nahestehend deutete.

Ich glaube somit gezeigt zu haben, daß das Gebiet [1]) zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und der Mur zwischen Fernitz—Spielfeld ausschließlich von der sarmatischen Stufe, und zwar vorzüglich von der mittelsarmatischen Abteilung aufgebaut wird. Die westlichsten Partien der obersarmatischen Schichtgruppe lassen sich bei Gnas und Prädiberg beobachten.

Das westlichste Verbreitungsgebiet mittelsarmatischer Schichten Steiermarks liegt in dem Becken von Thal, westlich von Graz. Es sind die bei Waldhof, Winkel und Ober-Büchel auftretenden Sedimente, die durch Hilbers Studien eine genaue faunistische Darstellung erfahren haben. Sowohl die liegenden, tegeligen Sedimente als die hangenden Kalkmergel (Ober-Büchel) entsprechen wahrscheinlich der tieferen (unter und mittel) sarmatischen Stufe. Bei Waldhof [2]) treten wieder jene für mittelsarmatisch bezeichnende *Fragilia fragilis* zu Tage. Ebenso ist wahrscheinlich dasselbe *Cardium n. sp.* verbreitet, welches in Oststeiermark nur in mittelsarmatischen Sedimenten angetroffen wurde. Im übrigen erscheint die Fauna nach Hilber besonders aus Hydrobien, Mohrensternien, Phasianellen, kleine Trochusformen, Cerithien, Buccinum, Murex etc. zusammengesetzt.

Wie ich mich überzeugen konnte, treten in den Gräben bei Waldhof ebenfalls keine den obersarmatischen vergleichbaren Sedimente zutage, womit der völlige Mangel der für diese Abteilung bezeichnenden Fossilien übereinstimmt. Der große Fossilreichtum und das starke Hervortreten brackischer Formen (Hydrobien, Mohrensternien, Rissoen, Phasianellen etc.) entspricht der Bildung in einer kleinen, randlichen, abgeschlossenen Bucht des unter und mittelsarmatischen Meeres. Der Rücken des „Plabutsch" (Graz W) hat den Zusammenhang dieses Beckens mit dem benachbarten östlichen Verbreitungsgebiet behindert. Die Verbindung dieses Meeres kann nur südwärts dieses paläozoischen Rückens, in der heute durch die Anschwemmungen der Mur und jüngere Schotterbildungen eingenommenen Region (bei Dobl) sich befunden haben.

Wenn man die Ausbildung der mittelsarmatischen Schichten in dem besprochenen Raum überblickt, so lassen sich gewisse Faciesänderungen zwischen Ost und West erkennen.

Es hat sich gezeigt, daß die im Eruptivgebiet so verbreiteten mittelsarmatischen Mergel gegen West (Profil des Fernitzberges Graz S), wenn auch keineswegs verschwinden, so doch stark zurücktreten.

Es nehmen gegenüber den Mergeln die sandigen, tonig-schiefrigen Sedimente stark überhand, die nur mehr spärliche Mergel oder Kalkmergelbänke enthalten. (Fernitz, Fernitzberg, Winkel und Ober-Büchel.)

Mit dieser Faciesänderung geht insofern eine Änderung in der Fauna Hand in Hand, als einerseits die auf die Mergelfacies beschränkten *Cardium cf. Barboti*-Formen im Westen nur mehr in den spärlichen

[1]) Südlich der Linie St. Anna—Gleichenberg—Prädiberg—Fernitz bei Graz.

[2]) R. Hörnes, loc. cit. Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1878. — V. Hilber, Mitt. des naturw. Vereins für Steierm. 1896. Graz 1897. Die sarmatischen Schichten von Waldhof bei Wetzelsdorf.

Mergelzwischenlagen erscheinen, während anderseits hier die reichlich verbreiteten sandig tonigen Sedimente sich mit Cerithien bevölkern, welche ich im Eruptivgebiete nicht nachweisen konnte. (In „mittelsarmatischen“ Schichten.) Die durch besondere Entstehungsweise ausgezeichneten lagunären Bildungen von Waldhof zeigen einen besonderen Arten- und Individuenreichtum. Sie erscheinen auch hier durch Auftreten mittelsarmatischer Leitformen (*Fragilia fragilis*[1]), *Cardium n. sp.* gekennzeichnet.

Überblick über die Verbreitung der tieferen sarmatischen Schichten.

Ein Überblick über die Verbreitung der tieferen sarmatischen (unter- und mittelsarmatischen) Schichten zeigt, daß deren Strand linie von den Windischen Büheln in NW-Richtung über Mureck nach St. Georgen bei Wildon verlief. In gleicher Richtung erstreckte sie sich von hier über die Gegend westlich von Dobl und mochte nicht unweit von Rein (Graz NW) den Grundgebirgsrand erreicht haben. Hier lag eine durch den Plabutschzug vom übrigen Meer getrennte kleine Bucht. (Taf. XXI.)

Bei Graz scheinen tiefere sarmatische Sedimente im Untergrunde der Stadt verbreitet zu sein. Ostwärts der Stadt folgte die Grenze annähernd dem Verlauf des heutigen Grundgebirgsrandes, in dem sarmatische (wahrscheinlich tiefsarmatische) Schichten bei Niederschöckel und in der Umgebung von Weiz dem alten Untergrunde aufgelagert angetroffen wurden.

Gegen Osten bildete die Hartbergerscholle eine Barre.

Die noch östlicher gelegene Pinkafelder Bucht trägt, wie es scheint, ebenfalls keine tiefsarmatischen Sedimente. Die östliche Erhebungsreihe Sulz-Günser Horst läßt keine sarmatischen Sedimente in ihrer Umrandung erkennen. Dieser Scholle dürfte auch noch die Gegend der „Stadt und Langberge“ bei Fürstenfeld (Tuffgebiet) in tiefsarmatischer Zeit angegliedert gewesen sein, da hier trotz genauer Untersuchung der zahlreichen Tuffeinschlüsse aus dem Untergrunde bloß paläozoische, obersarmatische und pontische Fragmente zu erkennen waren.

Dagegen nähert man sich südlich von Fürstenfeld dem Verbreitungsgebiete des tiefsarmatischen Meeres. Seine Absätze treten schon am Südabfall des Gleichenberger Trachytmassivs und in dem weiten, von mir genauer studierten südlichen Eruptivgebiet zutage. Die sich hier erhebende Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ ragte in untersarmatischer Zeit nur wenig, in mittelsarmatischer nur mehr in sehr geringem Ausmaß über den Spiegel des Meeres. Ebenso bildete das Trachytmassiv eine wenig ausgedehnte Aufragung älteren Gesteins.

Westlich und nordwestlich vom Eruptivgebiet breitete sich das Meer bis an die früher angegebene Begrenzungslinie aus.

---

[1]) Nach einigen in der Sammlung des geologischen Instituts der Universität Graz aufbewahrten Handstücken.

Östlich des Eruptivgebiets kommunizierte es in der zwischen der Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ und dem Südrande der paläozoischen Erhebungszone „Güns-Sulz“ gelegenen Region mit dem panonischen Becken.

Gegen Süden schließlich stand es in dem Raume Mureck-Radkersburg mit dem Verbreitungsgebiete sarmatischer Schichten in den Windischen Büheln in offenem Zusammenhang.

Das Meer bedeckte also im großen und ganzen einen zentralen Teil der mittelsteirischen Bucht. Westlich ließ es die Sausalbucht, nordöstlich und östlich hingegen die Hartberger Scholle [1]), die Pinkafelder Bucht und die Erhebungsreihe „Güns-Sulz“ unbenetzt.

Daß tektonische Bewegungen den Rahmen für diese Verbreitung vorgezeichnet haben, wurde anfänglich dargelegt.

15. Kapitel.

Störungen nach Ablagerung der tieferen sarmatischen Schichten.

Die obersarmatische Stufe läßt gegenüber den beiden tieferen Abteilungen einen bedeutend geänderten Umriß in der Verbreitung erkennen.

Ein ausgedehntes, bisher vom Meer bedecktes Gebiet wurde der Festlandszone angegliedert; anderen Orts ist wieder eine Transgression in der mittelsteirischen Bucht nachweisbar.

Wie schon ausgeführt wurde, sind die obersarmatischen Schichten im Bereiche des Eruptivgebiets von Gleichenberg als unmittelbare Küstenbildungen entwickelt. Während unter dem nördlichen Teil der Basaltdecke des Hochstraden noch die randlichsten Partien dieser Meeresablagerungen erhalten sind, fehlen diese bereits unter den mittleren und südlichen Partien derselben. Die Eruptivmassen lagern dort unmittelbar auf mittelsarmatischen Schichten. Man steht hier bereits im Bereiche der obersarmatischen Festlandszone [2]). Dieser meerfreien Region war auch der ganze westlich des Eruptivgebiets bis zur Murebene bei Wildon gelegene Raum angegliedert. Denn wie schon angegeben wurde, sind in diesem keine obersarmatischen Sedimente bekannt.

Die obersarmatische Stufe fehlt aber auch in dem an letztere Region nördlich angrenzenden, bis an den Alpenrand zwischen Graz und Weiz sich erstreckenden Raum. Er wird ebenfalls, wie es scheint, von tiefsarmatischen (und pontischen) Schichten eingenommen, welch' erstere aber nur selten aus der pontischen Decke hervortreten. Das obersarmatische Meer scheint die Linie Radkersburg, St. Anna am Aigen, Gnas (Gleichenberg W), Kirchberg an der Raab, Gleisdorf—Weiz gegen W, resp. SW, nicht weit überschritten zu haben. (Taf. XXI u. Textfigur 4.)

[1]) Vielleicht sind an der Basis der obersarmatischen Schichtfolge bei Rohrbach (SW von Friedberg) noch tiefsarmatische Schichten entwickelt. Hilber erwähnt von dort *Fragilia aff. fragilis*.

[2]) A. Winkler, loc. cit. pag. 451.

Östlich der angegebenen Begrenzung stellen sich in den Windischen Büheln, in dem Eruptivgebiet und in der Gleisdorfer Gegend typische obersarmatische Sedimente ein.

In der obersarmatischen Zeit war also dem kontinentalen Westrand der Grazer Bucht ein zirka 30 *km* breiter Saum des in der tieferen Abteilung vom Meer bedeckten Gebietes angegliedert.

Diese trockengelegte Region besaß im nördlichen Eruptivgebiet einen Vorsprung gegen Osten in das obersarmatische Meer.

Der Regression im südwestlichen und westlichen Teil der mittelsteirischen Bucht steht der entgegengesetzte Vorgang in den nordöstlichen Regionen gegenüber.

Im Bereiche der ausgedehnten Scholle von Hartberg, an der ich keine unter- und mittelsarmatischen Sedimente sah, treten obersarmatische Bildungen unmittelbar über dem Grundgebirge transgredierend zutage.

Auch in dem südlich davon gelegenen Gebiet von Fürstenfeld (Stadt und Langberge) scheinen nach den Einschlüssen im Basalttuff zu urteilen obersarmatische Schichten unmittelbar über das Grundgebirge überzugreifen. In jener schon oft erwähnten Festlandszone, die das mittelsteirische Becken im Osten begrenzt und sich durch die Schieferinselreihe „Sulz—Güns" markiert, treten auch „keine" obersarmatischen Bildungen zutage. Diese alte Barre bestand also auch noch in dieser Epoche.

Die Regression des obersarmatischen Meeres im Westen und Südwesten und die Transgression desselben im Nordosten läßt vermuten, daß tektonische Erscheinungen den Wechsel in der Verbreitung hervorgerufen haben. Betrachtet man die Höhenlage, welche die sarmatischen Sedimente im Bereiche der im SW der Grazer Bucht gelegenen, obersarmatischen Festlandszone erreichen, so erkennt man ein Hinanreichen dieser Bildungen bis über 500 *m*. (Z. B. am mittleren Hochstradenzug südlich von Gleichenberg.) Im Gebiete „der Gräben" läßt sich ein durchschnittliches Ansteigen der mittelsarmatischen Sedimente bis zirka 450 *m* Seehöhe erkennen. In der westlich anschließenden Region des Sausals erreichen gleichzeitig die Leithakalke am Buchkogel eine Höhe von 551 *m*.

Die Untersuchungen im Wiener Becken haben eine Strandhöhe der marinen Bildungen von zirka 500 *m*, eine Höhenlage des sarmatischen Wasserspiegels von höchstens nur 400 *m* ergeben [1]).

Wenn man diesen im Wiener Becken ermittelten Werten ein größeres Gewicht beilegen darf, da sie sich auf ein in jüngerer Zeit wenig gestörtes Gebiet beziehen, so wird man die Höhenlage der mediterranen und tiefsarmatischen Sedimente in Mittelsteiermark auf tektonische Ursachen zurückführen müssen.

Eine Hebung (etwa im Ausmaß von 80—100 *m*) im südlichen und westlichen Teil der Grazer Bucht vermag die Höhenlage dieser Bildungen und die Regression des obersarmatischen Meeres zu erklären.

---

[1]) H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken etc. Geogr. Abhandl. Bd. VIII, pag. 197. — F. X. Schaffer, Geol. Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. II. Teil, pag. 89—90.

Eine Senkung im nordöstlichen Teil des Beckens macht hingegen das Übergreifen obersarmatischer Sedimente in der Hartberger Scholle auf das Grundgebirge verständlich.

Das Auftreten der Hebung ist um so interessanter, als es zeitlich mit einer starken, selbst Faltungen erzeugenden Störungsphase in Untersteiermark und Krain zusammenfällt.

Auch dort hat dieselbe eine Regression des obersarmatischen Meeres hervorgerufen. Denn, wie ich noch später nachweisen werde, sind in dem größten Teil von Untersteiermark und Krain vornehmlich tiefsarmatische (unter- und mittelsarmatische) Sedimente entwickelt. Es erscheint ganz natürlich, daß jene große tektonische Bewegung, die zirka 30 *km* südlich der „gehobenen" mittelsteirischen Scholle die sarmatischen Schichten bei Maxau steil aufgerichtet und selbst überkippt hat und unweit davon die Leithakalke des Donatiberges bis zur Höhe von 800 *m* aufrichtete [1]), sich in der Nachbarregion in einer geringen Hebung äußerte.

Auf die Gleichzeitigkeit der tektonischen Bewegungen in Mittel- und Untersteiermark habe ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung hingewiesen.

Die Verbreitung des obersarmatischen Meeres zeigt somit an, daß gegenüber dem unter- und mittelsarmatischen eine Verschiebung der Lage in der Richtung nach Nordost stattgefunden hat. Die Senkung, welche der Ausbreitung des Meeres nach dieser Richtung vorangegangen ist, fügt sich wieder in das System der nach NNO fortschreitenden Einbrüche in der mittelsteirischen Bucht ein.

Es erübrigt noch, einer interessanten Erscheinung Erwähnung zu tun. Schon lange sind in der Gegend von Graz, am Abfall des Schöckls, hochgelegene Schotterreste bekannt. Hilber hat sie in der „Taltreppe" [2]) betitelten Arbeit neuerdings besprochen und ihre Auflagerung auf die höchste im Grazer Gebiet mit Sicherheit kennbare „Flur" I. beschrieben. Sie liegen in Höhen von 694 *m* am „Kalkleitenmöstl", in Höhen von 680 *m* bei Rinegg. Es bestehen meiner Ansicht nach gewichtige Bedenken, diese Schotter mit den Belvedereschichten zu parallelisieren, da, wie auch Hilber angibt, die letzteren entsprechende Fauna erst in Fundpunkten angetroffen wurde, die um 100 *m* tiefer liegen. Da die Belvedereschotter nur bis rund 580 *m* Höhe hinaufreichen, liegen nicht genügend Anhaltspunkte vor, um eine Zuschüttung des Grazer Beckens bis zu zirka 700 *m* Höhe annehmen zu können.

Das Sausalgebiet, wo gegenwärtig der Buchkogel eine Höhe von 551 *m* erreicht und wo Terrassen im Schiefergebiet deutlich in Höhen von rund 565 *m* (K. 561, K. 564, 568, 567) entwickelt sind, läßt durch das Auftreten hochgelegener Schottergerölle (über Leithakalk) vermuten, daß einst eine einheitliche Fläche sich im Bereiche desselben und bis an den Alpenrand hin ausgebreitet hat.

---

[1]) Siehe hierüber R. Hörnes, Bau und Bild pag. 935—936. — Ders., Die Donatibruchlinie, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 67. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 639—640. — F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Pragerhof—Windisch-Feistritz.

[2]) V. Hilber, Taltreppe. Graz 1912. Selbstverlag.

Bei Annahme einer mäßigen Abtragung und in Berücksichtigung der Terrassenhöhe von 550—600 *m* dürfte man geneigt sein, dort Reste einer alten Niveaufläche in dieser Höhe anzunehmen. Rechnet man die Schotterrelikte und Niveauflächen im Sausal, sowie jene am Nordrand des Grazer Beckens (Kalkleitenmöstl etc.) dem tieferen Sarmat zu und denkt man sich die am Nordrand der Grazer Bucht gelegene Scholle, welche die genannten Schotterbildungen trägt, vorobersarmatisch noch um zirka 100 *m* höher gehoben als das angrenzende Tertiärbecken, so wäre das Auftreten der 680—690 *m* hoch gelegenen Terrassen und Schotterreste erklärt.

Den genauen Untersuchungen von Dr. F. Heritsch[1]) ist der wichtige Nachweis zu danken, daß der Südrand des Grazer Paläozoikums von einem System von Staffelbrüchen durchsetzt ist.

Die Frage, inwieweit an diesen Linien noch jüngere, sarmatisch-pontische Bewegungen stattgefunden haben, scheint mir noch nicht genügend geklärt zu sein. Vielleicht wird sich auch hier ein Zusammenhang zwischen den im Paläozoikum kennbaren Brüchen und der Verbreitung des Miocäns ergeben. Immerhin wird man der Ansicht von Dr. F. Heritsch beipflichten müssen, daß der Südrand des Grazer Paläozoikums vorzüglich durch vormediterrane Bewegungen entstanden ist.

Wir erhalten so vielleicht für das tiefere Sarmat eine Niveaufläche, die durch die obersarmatische Hebung in eine Höhe von rund 500 *m* im Eruptivgebiet in Oststeier, in rund 600 *m* im Sausal und in 680 *m* in der Gegend bei Graz gebracht wurde. Daß das mit pontischen und Belvederesedimenten erfüllte Becken, das sich zwischen das Gebiet der „Gräben“ und den Alpenrand „Graz—Weiz“ einschaltet, eine jüngere Bruchzone darstellt und nicht gegen die angenommene, einheitliche Aufschüttungsfläche spricht, werde ich später zu erweisen trachten.

16. Kapitel.

Die obersarmatischen Schichten.

Die obersarmatischen Schichten unterscheiden sich von den tieferen durch die Mannigfaltigkeit ihrer faciellen Entwicklung. Das vorherrschende Sediment stellen Sande dar, teils in feintoniger, teils in grobschottriger Ausbildung entwickelt. Meist sind sie von fossilreichen Lagen dickschaliger Mollusken durchzogen.

Schiefrige Sande und Pflanzenreste führende, fette Schiefertone wechsellagern mit diesen. Ausgedehnte Mergelkomplexe treten besonders im Hangenden der Schichtfolge hervor. Es durchziehen zirka fünf 1—4 *m* mächtige Kalkflöze die obersarmatischen Sedimente, denen sich noch mehrere lokal begrenzte und unbedeutende Kalkschmitzen zugesellen. Die Kalke erscheinen von Kalkmergeln (Steinmergeln) und Kalksandsteinen häufig im Hangend und Liegend begleitet. Schließlich ist das Auftreten von Tegellagen, Lumachellebänken, Muschel- und Cerithiengrus erwähnenswert.

---

[1]) Dr. F. Heritsch, Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitteil. des naturw. Vereins für Steierm. Graz 1906.

Die Verteilung dieser Sedimente in vertikaler Hinsicht tritt an den von mir begangenen Profilen etwa in folgender Weise zutage[1]: Über dem basalen, meist als Cerithienagglomerat ausgebildeten Kalkzug (I) lagern tiefgrüne Tegel, die nach oben in feine Sande übergehen. Letztere enthalten zwei Einlagerungen von mehrere Meter mächtigen und konstant verfolgbaren Peneropliskalken. Sie besitzen oolithische Struktur. Das gesteinsbildende Auftreten von *Peneroplis pertusus*, welche Bestimmung ich der Freundlichkeit Herrn Dr. R. Schuberts verdanke, ist interessant, da diese Form meines Wissens überhaupt noch nicht aus sarmatischen Schichten beschrieben wurde.

Im Hangenden dieser Kalke (II, III) erscheinen mehrere Meter mächtige tonige Sande mit reichlichen Cerithien- und Bivalvenlagen ausgebildet. Sie werden von einer teils als Spirorbiskalk, teils als Cerithien-, Tapes-, Cardienkalk ausgebildeten Schicht überlagert, die meist guterhaltene Schalen aufweist. (IV. Kalk.) Über dem IV. Kalk stellt sich nach einer dünnen Tegellage, die hauptsächlich Cardien enthält, ein konstant verfolgbarer Sandhorizont ein, der schottrige und tegelige Einlagerungen besitzt. Über diesen zirka 30 *m* mächtigen Sedimenten folgt eine teils als Spirorbis, teils als Gastropoden-Bivalven-abdrücke führender Kalk ausgebildete Schicht. Häufig ist diese durch Übergang mit Kalksandsteinen und Kalkmergeln verbunden.

In ihr konnte ich mehrerenorts typisch ausgebildete Fließwülste bemerken. Eine Wechsellagerung von Mergeln, Schiefertonen und Sanden in fossilarmer Ausbildung schließt die sarmatische Schichtfolge ab.

Die beschriebene Schichtserie ließ sich an zahlreichen Profilen im Eruptivgebiet von Gleichenberg erkennen. Immerhin erfährt sie auch dort mit Annäherung oder Entfernung von der Strandlinie des obersarmatischen Meeres Modifikationen.

Die Fauna der obersarmatischeu Schichten im Eruptivgebiete zeichnet sich durch das Auftreten dickschaliger Organismen aus. Insbesondere sind es Cerithien (Potamides), welche häufig gesteinsbildend auftreten oder im Sande Bänke erfüllen. *Potamides mitralis* und *Cer. rubiginosum* treten in zahllosen Individuen in diesen Schichten auf.

In geringerer Anzahl sind *Potamides disiunctus*, *Hartbergensis* und *Gamlitzensis* verbreitet

Die Trochus-Formen sind insbesondere durch *Trochus podolicus*, *Poppelacki* und *pictus* vertreten.

Unter den Bivalven zeichnet sich die dickschalige *Tapes gregaria* durch Häufigkeit aus.

Die Cardien gehören teils dem durch breite, abgeplattete Rippen ausgezeichneten Typus des *Cardium Jammense Hilber*, teils dem *C. cf. plicatum*, teils dem *C. obsoletum* an.

Außerdem fanden sich in höheren Lagen Cardienformen, die zu dem *C. coniungens* (aus pontischen Schichten) hinüberzuführen scheinen und die auch in den hangenden sarmatischen Schichten von Wiesen (Ödenburger Komitat) vorkommen. (Exemplare in der Grazer Universitätssammlung.)

---

[1]) Siehe A. Winkler, loc. cit. pag. 449.

Die Mactren sind durch viele große, stellenweise fast Faustgröße erreichende Formen vertreten. Es konnte *M. ponderosa* (nach Andrussow[1]) als *M. Vitaliana var. ponderosa* zu bezeichnen) aufgefunden werden. Der abweichende Typus der *M. podolica M. H.* (non Eichwald), wie sie am häufigsten im Wiener Becken sich findet (= nach Andrussow[2]) *M. Vitaliana var. Vitaliana*) sowie eine der *M. Bigogniana Orb.* ähnliche Form fand sich in den obersarmatischen Sedimenten. Schließlich traf ich kleine, gleichseitige Formen, die der *M. caspia Eichw.* nahestehen. Alle erwähnten Mactrenformen wurden nie in tieferen sarmatischen Schichten angetroffen.

Donax lucida, *Solen subfragilis*, *Modiola volhynica*, seltene *Modiola marginata*-Formen, *Buccinum duplicatum* etc. vervollständigen das Bild der Fauna.

Diese gleichartig ausgebildete Fauna hat sich nicht nur in dem Gleichenberger Eruptivgebiet und angrenzenden Windischen Büheln beobachten lassen, sondern tritt ebenso in der Hartberger[3]) und Gleisdorfer[4]) Gegend zutage, in welchen Regionen die obersarmatischen Schichten ihre Hauptverbreitung besitzen.

Die Fauna der obersarmatischen Schichten stellt eine typische Strandfauna dar. Der ungeheure Reichtum an Cerithien und das Auftreten von *Modiola volhynica*, welch letztere nach Andrussow stets an Küstennähe gebunden ist, zeigen dies an. Die Dickschaligkeit der Organismen, die oft zu Grus zerriebenen Molluskenschalen und die Korrosion an Schichtbänken zeigen die Bildung in einem seichten, lebhafter Wasserbewegung ausgesetzten Becken an; und zwar war es jedenfalls nicht die durch Grundströmungen bewirkte Bewegung des Sediments, welche sich hier geltend machte, sondern der unmittelbare Einfluß der oberflächlichen Wellenbewegung.

Der Einfluß der Küstennähe äußert sich auch hier in den stellenweise eingeschalteten, Blatt- und Schilfreste führenden Lagen sowie den selten wahrnehmbaren Einschaltungen von Brack- oder Süßwasserorganismen (Hydrobien, Limnaeus, Helix), die wohl auf Wasserpflanzen lebten und nachträglich zu Boden sanken.

Als wichtiger Beweis für die unmittelbare Strandnatur der Ablagerungen im Eruptivgebiet ist die Abnahme der Schichtmächtigkeit mit Annäherung an die Küstenlinie zu betrachten. Während entfernter von derselben die Kalkbänke durch eine ziemlich konstante Lage von Sand und Tegel getrennt erscheinen, erkennt man bei Annäherung an die unmittelbare Küstenlinie eine auffallende Reduzierung in der Mächtigkeit des Zwischenmittels. Die Kalkbänke III und IV, die sonst 7—8 *m* Zwischenmittel an zahlreichen Profilen erkennen ließen, zeigten nahe der Küstenlinie bloß mehrere Zentimeter trennendes Material.

---

[1]) N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. mineral. Gesellschaft zu St. Petersburg, II. Serie, 39. Bd., 1902, pag. 366.

[2]) Loc. cit.

[3]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893.

[4]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.

Das Auskeilen der Sedimente gegen den Strand weist darauf hin, daß das Fehlen der obersarmatischen Sedimente dort, wo die mittelsarmatischen Schichten zutage treten, tatsächlich eine primäre Erscheinung darstellt und „nicht" etwa durch nachträgliche Erosion bedingt ist.

Schließlich sei noch erwähnt, daß die Basaltdecke des Hochstraden (pontisch) in gleicher Weise ober- und mittelsarmatische Schichten überlagert, da sie teils den im Obersarmat vom Meer bedeckten Raum, teils die angrenzende Küstenzone überfloß. Es war also auch im Pontikum jenseits der angenommenen Strandlinie keine Überlagerung der obersarmatischen auf die mittelsarmatischen Bildungen vorhanden. Vielmehr lassen die Erscheinungen im großen wie die Detailbeobachtungen erkennen, daß die obersarmatische Stufe westlich, respektive südwestlich des Gleichenberger Eruptivgebietes durch eine Regression gekennzeichnet war. Als Ursache derselben haben wir schon früher eine Hebung in Betracht gezogen.

Der Salzgehalt des obersarmatischen Meeres scheint bedeutender gewesen zu sein, als der der beiden tieferen Stufen. Denn nach Andrussow ist das Auftreten oolithischer Bildungen durch eine Konzentration des Salzgehaltes bedingt. Das reiche Auftreten der marinen Organismen, die relativ große Anzahl an Arten und Gattungen, die das obersarmatische Becken bevölkern, erwecken den Eindruck der Bildung in einer mehr von marinen Einflüssen beherrschten Bucht. Auch das gesteinsbildende Auftreten von Foraminiferen, die selbst 4 *m* mächtige Bänke fast ausschließlich zusammensetzen, spricht für das Vorwiegen mariner Lebensbedingungen.

Die obersarmatischen Schichten des Eruptivgebietes sind als die Ausfüllung jenes Beckens anzusehen, das gegen West und Süd durch die gehobene Scholle des Gebietes „der Gräben" begrenzt wird und das durch die Senkung der Hartberger Scholle eine Erweiterung gegen NO erfuhr.

Das grobe Sediment, welches vielfach in den obersarmatischen Schichten hervortritt, wie überhaupt die sandige Ausbildung seiner Schichten wird auf die durch die Hebung des Randgebietes eingeleitete starke Denudation zurückzuführen sein. In den den V. Kalk begleitenden Kalksandsteinen konnte ich Fließwülste sehr verbreitet wahrnehmen. Es scheint in einer Schlußphase der obersarmatischen Zeit das Meeresbecken stellenweise soweit zugeschüttet gewesen zu sein, daß die oberflächliche Wasserbewegung im Sediment ihre Spuren zurückließ.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß unmittelbar über den Kalkbänken fast immer ein meist nur spärliche Cardien führender Tegel oder Schieferton sich ausbreitet. Es macht den Eindruck, als sei dem Wachstum der gesteinsbildenden Organismen (Peneropliden, Cerithien etc.) durch das vordringende schlammige Sediment ein Ende gesetzt worden; als hätte der Ton die reiche marine Fauna erstickt. Das Erscheinen der Kalkbänke hingegen wird meist durch sandige, fossilreiche Lagen eingeleitet.

Die gleichbleibende Mächtigkeit der Kalkbänke und ihre Konstanz auf Kilometer hin (besonders der Peneroplidenkalke) spricht für eine verhältnismäßig rasche Überflutung des Meeresbodens durch die vordringende marine Tierwelt.

Überblick über die Verbreitung der obersarmatischen Stufe.

Die obersarmatischen Schichten nehmen im Eruptivgebiet von Gleichenberg einen beträchtlichen Raum ein. Bezüglich der Details im südlichen Teil verweise ich auf meine Arbeit[1]).

Die Sedimente lagern auf mittelsarmatischen Bildungen und tauchen östlich, respektive nordöstlich und nördlich unter jüngere, pontische Bildungen hinab. Die Auflagerungsgrenze auf erstere verläuft von Radkersburg über Klöch zum Kutschenitzatal und nach St. Anna am Aigen. Sie führt von hier über den Hochstraden nach Trauttmannsdorf und Gnas (Gleichenberg WSW).

Entlang dieser Linie sind die obersarmatischen Sedimente in einem schmalen Streifen entwickelt.

Östlich von Klöch konnte ich die Schichten jenseits der ungarischen Grenze in dem Höhenzug zwischen Kutschenitzabach und dem Lendvatal studieren, wo sie bereits von Stoliczka im Jahre 1862 untersucht und bezüglich ihres Fossilinhaltes genauer beschrieben wurden[2]). Sie lassen noch die stratigraphische Fortsetzung von drei jener Kalkbänke erkennen, die ich 10—15 *km* nordwestwärts in der Gegend von St. Anna, auf meiner Karte zur Ausscheidung brachte. (Kalk II, III, V). Bezüglich ihrer reichen Fauna verweise ich auf Stoliczkas Angaben. In diesem Raume konnte ich die unmittelbare Auflagerung der obersarmatischen auf mittelsarmatische Sedimente und die Überlagerung ersterer durch fossilführenden Congerientegel erkennen. Um die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen" konnte ich in der Fortsetzung der von mir kartierten Gegend gegen Osten die fossilreiche obersarmatische Serie mit den gleichen Kalkhorizonten verfolgen. Mit Annäherung an das Paläozoikum nimmt die Schichtmächtigkeit ab, so daß stellenweise der höchste Kalkzug V, nur durch eine Lage untersarmatischer Tegel (und mittelsarmatischer Sande) geschieden, sich dem Grundgebirge anlagert.

Bei der Ortschaft Kapfenstein (St. Anna N, Gleichenberg W) sind die Kalkbänke bereits unter den Talboden (unter Pontikum) hinabgesunken. Im Basalttuff dieses Ortes finden sich jedoch emporgerissene Blöcke obersarmatischer Kalke.

Zwischen diesem Orte und Gleichenberg beobachtete ich bei Windisch-Kölldorf obersarmatische Mergel mit Cardien aus der Gruppe des Jammense.

Wir haben nun den bogenförmigen Verlauf der Strandlinie und der sich anschließenden, nur zirka 4 *km* breiten Zone obersarmatischer Schichten von Radkersburg bis nach Gleichenberg geschildert.

---

[1]) A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg, loc. cit. pag. 449—461.

[2]) F. Stoliczka, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. — Ders., Beiträge zur Fauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten. Verh. d. zool.-botan. Gesellschaft 1862. XII., pag. 531.

Westlich des Kurortes erweitert sich das von diesen Sedimenten eingenommene Areal ein wenig im Umkreis der Ortschaften Trauttmannsdorf (Gleichenberg W), Poppendorf (Gleichenberg SW), Gnas und Maierdorf (Gleichenberg NW). Es sei nur hervorgehoben, daß schon von Sedgwick und Murchison[1]) bei Poppendorf ein Profil genau studiert wurde, das den Wechsel der Sande, Sandsteine, Kalksandsteine, Muschelkalke, Oolithkalke und Mergellagen, ferner den Reichtum an Cerithien, Modiola, Mactra, Trochus, Tapesformen etc. darstellt.

Die obersarmatischen Schichten reichen westwärts nicht wesentlich über Gnas hinaus. Sie lagern hier dem Mittelsarmat auf, das, wie erwähnt, gegen Süden und Westen bis zur Mur sich ausdehnt. Nach Norden tauchen die obersarmatischen Schichten unter die pontischen Gebilde hinab.

In dem Kalkbruch am Ebersdorferberg bei Gnas fand ich im Obersarmat folgendes Profil:

12 *m* Sande und sandige Schiefertone mit *Mactra sp.*, *Cardium obsoletum* und *cf. plicatum.*
1·50 *m* toniger Sand.
Karrenartige Verwitterungslage mit *Helix sp.*
1 *m* Cerithienkalksandstein.
1 *m* grauer Foraminiferenkalksandstein.
1·20 *m* reiner, oolithischer Foraminiferenkalk.

Im Kalk und Sand unmittelbar darüber fand sich:

Cerithium rubiginosum Eichw.
Potam. mitralis Eichw.
Cardium cf. plicatum Eichw.
„ *obsoletum Eichw.*
Murex sublavatus Bast.
Nerita sp.
Mactra sp.

Die karrenartige Verwitterungslage im Hangenden des Kalkes zeigt an, daß lokal eine völlige Unterbrechung der Wasserbedeckung und Erosion eintrat, womit das Auftreten von Helix harmoniert. Dies ist weiters ein Anzeichen für den strandnahen Charakter dieser obersarmatischen Bildungen, deren Küstenlinie ja unmittelbar westlich von Gnas sich befunden haben muß.

Bei der Brücke von Unter-Giem (4 *km* Nord von Gleichenberg) trifft man in der Tiefe des Tales nochmals die abgesenkten sarmatischem Kalkbänke unter der pontischen Decke an, die von hier ab nordwärts nicht mehr zutage treten.

[1]) Sedgwik und Murchison, R. J. A Sketch of the Eastern Alps. London 1831. Die übrige Literatur ist zusammengefaßt in A. Winkler, loc. cit. pag. 407—410.

Westlich davon hat Professor Hörnes am Prädiberg[1]) über den hinabtauchenden obersarmatischen Spirorbiskalken, Oolithkalken, Muschelkalken und Modiolamergeln Congerientegel mit *Congeria ornithopsis Brus.* [2]) nachgewiesen. An der Straße südlich von Prädibauer sind sehr fossilreiche, Tapes und Cardien führende obersarmatische Sedimente sichtbar.

Diese Verbreitungszone obersarmatischer Sedimente erscheint gegen O und NO und N durch die auflagernden pontischen Schichten, gegen Westen und Südwesten durch die unter ersteren hervortretenden mittelsarmatischen Sedimente abgeschlossen. Nur gegen Süden findet eine Fortsetzung derselben über Radkersburg in die Windischen Büheln statt.

Schon Andraes[3]) Profil läßt erkennen, daß bei Radkersburg die (obersarmatischen) Kalke den (mittelsarmatischen) Mergeln auflagern. (Pöllitschberg bei R. etc.). Die Kalkzüge lassen sich über St. Barbara nach St. Leonhard i. Windischen Büheln verfolgen, meist ganz ähnlich den obersarmatischen Bildungen des Eruptivgebietes in oolithischer Facies ausgebildet. Sie tauchen gegen SO unter die Congerientegel der Gegend von Friedau hinab[4]).

Daß das weite pontische Hügelland zu beiden Seiten der Raab, welches sich nördlich und nordöstlich des Eruptivgebiets ausdehnt im Untergrunde die obersarmatischen Schichten durchziehen läßt, ergibt sich aus den Einschlüssen in den dort auftretenden Basalttuffvorkommen.

Von Kapfenstein wurden Kalkblöcke bereits erwähnt. Nördlich der Schieferinsel Neuhaus—St. Georgen (Kapfenstein O) konnte ich auf ungarischem Gebiete in den Tuffen von Neuhaus sehr zahlreiche Blöcke von Cardien-, Cerithien- und oolithischem Kalk auffinden, die schon Stoliczka beobachtete. Nördlich von Kapfenstein wurden in den Tuffen der „Wenigen" Cerithienkalke von Andrae aufgefunden. Ich fand obersarmatische Kalkstücke im Tuff SW von Petersdorf. Aus dem Tuff von Bertholdstein (Pertlstein) im Raabtal zwischen Fehring und Feldbach liegen Stücke von Cerithienkalk vor, die außerdem *Mactra podolica, Cardium obsoletum, Tapes* etc. enthalten. Der Tuff von Unter-Weißenbach (Feldbach W) schließlich enthält ebenfalls Cerithienkalkeinschlüsse. In dem Tuff bei Riegersburg fand ich zahlreiche Einschlüsse von Kalksteinen mit *Tapes gregaria*, Cardien etc.

Wir ersehen daraus, daß die den hinabtauchenden obersarmatischen Schichten vorgelagerte Zone der ersteren Tuffkegel überall ersten äquivalente Gesteine zutage gefördert hat.

Die viel weiter nördlich gelegenen Tuffe bei Fürstenfeld (Stadt und Langberge) enthalten, wie Stur erwähnt[5]) und wie ich mich über-

[1]) R. Hörnes, Zur Geologie der Steiermark. Vorkommen von Leithakalk mit Congerienschichten bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 304.

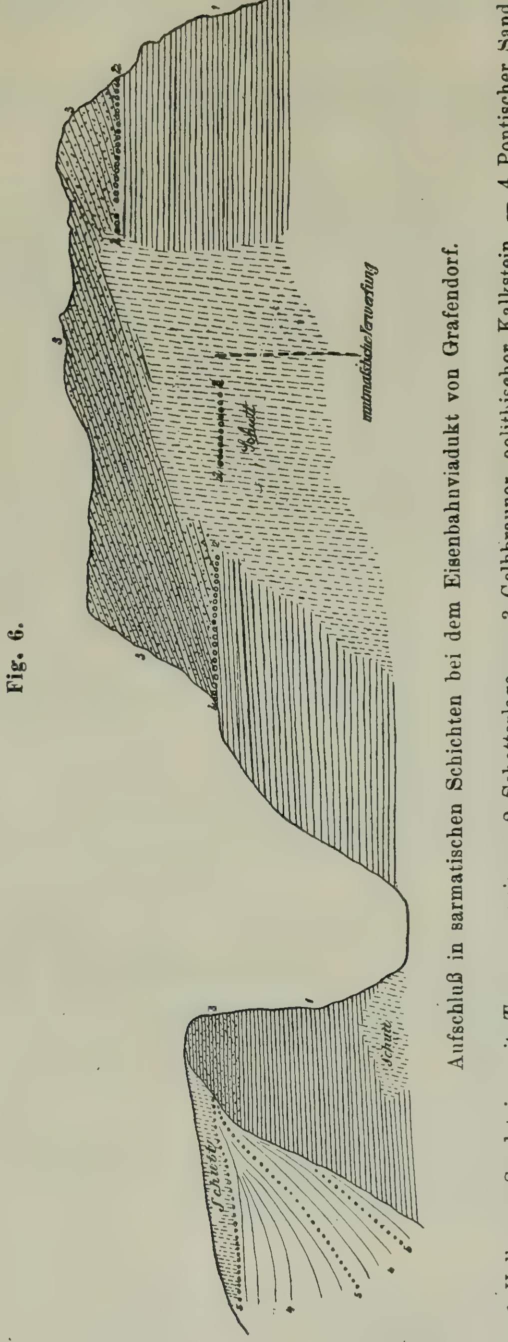
[2]) Von Hörnes als *C. triangularis* bezeichnet. Der Vergleich der Stücke ergab die Indentität mit *C. ornithopsis.*

[3]) Dr. K. J. Andrae, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 301.

[4]) J. Dreger, Erläuterungen zur geol. Karte etc. Pettau—Vinica.

[5]) Geologie der Steiermark, pag. 614.

Fig. 6.



Aufschluß in sarmatischen Schichten bei dem Eisenbahnviadukt von Grafendorf.

1 Hellgraue Sandsteine mit *Tapes gregaria*. — 2 Schotterlage. — 3 Gelbbrauner, oolithischer Kalkstein. — 4 Pontischer Sand. 5 Pontischer Schotter.

zeugen konnte, sehr viel Reste obersarmatischer Gesteine. Darunter sind insbesondere Cerithiensande und Kalke hervorzuheben, in denen ich *Cerithium mitrale*, Cardien, *Modiola volhynica* etc. eingeschlossen fand.

Die bedeutende Tiefenlage der obersarmatischen Schichten in diesem Gebiete scheint sich aus den Bohrungen bei Fürstenfeld zu ergeben [1]).

Die obersarmatischen Bildungen im Untergrunde von Fürstenfeld bilden die Brücke zu jenen äußerst fossilreichen ausgedehnten Vorkommnissen obersarmatischer Schichten, die am Nordrand der Grazer Bucht bei Hartberg—Friedberg zutage treten [2]). Es besteht nach dem Auftreten ganz gleichartiger oolithischer Kalke (wie im Eruptivgebiet), Muschelkalke, Cerithienkalke, großer Cardienformen und dickschaliger Mactren sowie nach dem großen Reichtum an Cerithien (*Cerithium mitrale, disjunctum, Hartbergense* etc.), an Trochusformen der Gruppe des *podolicus* zu urteilen kein Zweifel, daß hier wieder obersarmatische Sedimente vorliegen.

Diese Sande, Sandsteine, Tone und Kalksteine erscheinen insbesondere westlich von Hartberg bei Schildbach und Löffelbach und nördlich von Hartberg bei Grafendorf und Rohrschach entwickelt. Nach Hilber treten die unmittelbar über das Grundgebirge transgredierenden Sedimente bei den beiden erstgenannten Punkten als Kalke und Kalksandsteine mit Quarzsanden wechsellagernd zutage und erscheinen überdeckt von Schieferton der Congerienstufe.

In der Umgebung von Grafendorf konnte ich die gut erschlossene obersarmatische Schichtfolge beobachten. Die Sedimente treten nur lokal, infolge pontischer Bewegungen emporgehoben, in isolierten Schollen zutage.

Eine solche Scholle ist beim Eisenbahnviadukt nördlich von Grafendorf sichtbar. In dem Steinbruch, aus welchem auch das Material für den Viadukt genommen wurde, sind folgende Schichten erkennbar (s. Textfigur 6):

Oberer Bruch	5 *m* gelbbrauner, stellenweise sandiger Oolithkalk, Sandsteinplatten mit cerithienreichem Oolith wechselnd, Schotterlage, Sandsteinbank mit Cerithienabdrücken, 7 *m* hellweiße Sandsteine mit *Tapes gregaria*.
Unterer Bruch	Helle Sande mit Sandsteinbänken mit *Cardium obsoletum* und *Cardium nov. sp.* 1 *m* grobes Blockkonglomerat mit über kopfgroßen Geröllen (vorzüglich sarmatische Kalke), 4 *m* Kalksandsteine mit Kalksteinen.

[1]) B. Granigg, Mitteilungen etc. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910.

[2]) K. J. Andrae, loc. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854. — D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 601. — V. Hilber, Das Tertiärgebiet etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 394 ff.

Im liegendsten Kalksandstein und Kalk fanden sich

Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Trochus sp.
Buccinum cf. duplicatum Sow.
Cerithium cf. rubiginosum
Mactra sp.

Die Schotterlage im Profil des oberen Bruchs trennt zwei durch eine Diskordanz voneinander geschiedene Partien in der Schichtfolge.

Gegenüber Schloß Kirchberg im Walde (bei Grafendorf) ließ sich dieselbe Lagerung des Oooliths auf tapesreichen Schichten bemerken. Im Hangenden von 2 *m* gelbbraunen Sanden mit Sandsteinbänken fanden sich 5 *m* grüne sandige Muscheltegel, ganz erfüllt von ungezählten Schalen von *Tapes gregaria* (dickschalige Formen), ferner mit Bruchstücken von *C. obsoletum, plicatum* und *Mactra.*

Diese Profile zeigen, daß auch nördlich von Hartberg wie im Eruptivgebiet, sehr oolithreiche, kalkigsandige Gesteine mit dickschaligen Tapesformen, Cerithien etc. zutage treten, die sowohl nach ihrer Beschaffenheit als auch nach ihrer stratigraphischen Position (im Liegenden der pontischen Stufe) den obersarmatischen Schichten der genannten Gegend entsprechen.

Schon früher habe ich auseinandergesetzt, daß zur obersarmatischen Zeit sehr wahrscheinlich der östlich der Hartberger Scholle gelegene Teil der mittelsteirischen Bucht im Bereiche des Schieferinselzuges „Güns–Kohfidisch–Hohensteinmaisberg–Harmischerwald—Sulz bei Güssing“ noch emporgeragt hat und eine Scheide zwischen dem mittelsteirischen und panonnischen Becken darstellte. In der Tat lassen sich in diesem NNO streichenden Zuge paläozoischer Gesteine, trotz tiefer Abtragung und trotz stellenweise bedeutender Ausdehnung derselben (Günser Horst) keine Spuren sarmatischer Sedimente erweisen, zumal Hilber[1]) die von Hofmann[2]) noch als sarmatisch betrachteten groben Schotter in der Pinkafelder Bucht als Belvedereschotter erkannte. Die Auflagerung derselben auf fossilführendem Congerientegel zeigte dies.

Da sich im Bereiche dieses Zuges deutliche Anzeichen einer jugendlichen, pontischen Senkung erkennen lassen, nehme ich an, daß diese östliche Erhebungsreihe erst in pliocäner Zeit unter den Wasserspiegel hinabtauchte.

Es erübrigt noch, der westlichen Begrenzung des obersarmatischen Meeres genauer nachzugehen. Ich habe schon angegeben, daß nordwärts von Gnas die hier dem Mittelsarmatikum auflagernden obersarmatischen Sedimente unter pontische Schichten hinabtauchen. Erst in der Gegend östlich von Gleisdorf im Raabtal treten sie aus der pliocänen Umhüllung wieder lokal hervor.

---

[1]) V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 395.

[2]) Loc. cit. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, Beilage, pag. 21.

Die Verbreitung der sarmatischen Fossilfundpunkte zeigt eine NNW (streichende) Aneinanderreihung an[1]).

Der Habitus der von Hilber beschriebenen Schichten entspricht typisch obersarmatischen Sedimenten. Bei Kumpergraben (Gleisdorf O) und Fünfing sind sarmatische, Cardien und Cerithien führende Schiefertone und *Trochus podolicus*, Cardien und Cerithien führende Kalksteine entwickelt. Bei Arnwiesen fand ich Oolithkalke. Bei Groß-Pesendorf (Gleisdorf NO) erscheinen, wie Hilber angibt, oolithische Kalksteine, bei Lohngraben (Gleisdorf NNO) Cerithien, dickschalige Tapes und Cardien führende Kalksteine und schließlich bei Wohngraben Kalksandsteine.

Sowohl faunistisch als auch sedimentologisch und stratigraphisch (im unmittelbaren Liegenden der pontischen Stufe) erweisen sich diese Vorkommnisse dem Obersarmat angehörig.

Von Wichtigkeit sind die Bohrungen, die in der unmittelbaren streichenden Fortsetzung dieser sarmatischen Aufbrüche in der Umgebung von Weiz ausgeführt wurden. Bei Etzersdorf (NW von Wohngraben) wurde nach Granigg[2]) ein 366 *m* tiefes Bohrloch im Tertiär abgeteuft, das nach 48 *m* pontischen Tegel mit Lignitschmitzen eine sehr mächtige Serie sarmatischer Schichten antraf (318 *m*). Diese waren unmittelbar über Grundgebirge gelagert und bestanden aus Tegeln, Kalksandsteinen und Kalksteinen. Letztere dürften nach dem oberflächlichen Hervortreten der kalkführenden Schichten bei Wohngraben etc. auch in dem Bohrprofil wohl dem Hangenden angehören.

Die tieferen Partien dieser mächtigen Folge dürften demnach den mittel- und untersarmatischen Schichten zu zurechnen sein.

Westlich der erwähnten Reihe NNW verlaufender Aufbrüche sind keine obersarmatischen Sedimente bekannt geworden[3]).

Die Verbreitung der obersarmatischen Stufe zeigt an, daß ihre Uferlinie aus der Gegend von St. Leonhard in den Windischen Büheln (Marburg O) in die Region von Radkersburg führte. Sie läßt sich von hier nordwärts über Klöch nach St. Anna am Aigen verfolgen; nordwestwärts umbiegend verläuft sie südlich an Gleichenberg vorbei nach Trauttmannsdorf und Gnas. Nordwärts umbiegend mag sie über die Gegend von Paldau in das Raabtal sich erstreckt haben.

Die weitere Fortsetzung derUferlinie ist durch die NNW aneinandergereihten obersarmatischen Bildungen Gleisdorf O gegeben. Sie führen von Arnwiesen über Fünfing, Groß-Pesendorf, Lohngraben, Rollsdorf. Wohngraben bis Etzersdorf (OSO von Weiz). Hier erreicht man den nördlichen Grundgebirgsrand der Grazer Bucht. Entlang diesem treten infolge hoch hinanreichender pontischer Bedeckung sarmatische Sedi-

[1]) V. Hilber, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 363—364. Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf.

[2]) Loc. cit. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1910.

[3]) Das Auftreten dieser NNW streichenden Reihe obersarmatischer Schichten ist auf tektonische Weise zu erklären (siehe später).

mente eine Strecke weit nicht hervor. Erst in der Nähe von Hartberg, dann nordwärts dieser Stadt bei Seibersdorf, Grafendorf und Rohrschach (Friedberg S) erscheinen sie wieder. In der Umrandung des Günser Horstes und der südlich folgenden Erhebungsreihe Eisenberg—Sulz sind keine sarmatischen Sedimente bekannt, da diese Zone im Obersarmat eine östliche Festlandsregion bildete.

Erst bei Fürstenfeld erweisen Tuffeinschlüsse das Vorhandensein obersarmatischer Sedimente.

In der Region zwischen dem Gleichenberger Massiv und der in der Sulzer Schieferinsel endenden „östlichen Erhebungsreihe“ stand das obersarmatische Meer mit dem panonnischen Becken in offener Verbindung. Das Gleichenberger Trachytmassiv dürfte in obersarmatischer Zeit noch um mehr als 200 *m*, die Schieferinsel „Neuhaus-St. Georgen“ nicht mehr über den Spiegel des Meeres aufgeragt haben. Das obersarmatische Meer bedeckte demnach vornehmlich den östlichen und nordöstlichen Teil der mittelsteirischen Bucht.

17. Kapitel.

Obersarmatische Bewegungen.

Die im vorigen Kapitel besprochenen obersarmatischen Ablagerungen von Grafendorf bei Hartberg lassen eigentümliche Erscheinungen hervortreten.

Die im Steinbruch beim Eisenbahnviadukt aufgeschlossene Schichtfolge zeigt (Textfig. 6), daß die tieferen schwach geneigten Sandsteine und Sande (oberer Bruch) von viel steiler geneigten Oolithkalken überlagert werden und daß sich an der Grenze beider eine Schotterlage einschaltet. Die basalen grauen Sandsteine reichen ferner auf der rechten Seite des Bruches (Fig. 6) höher hinauf als an der linken. Es ist dies wohl nur dadurch zu erklären, daß vor der Ablagerung der Oolithkalke eine Senkung des linken Teiles, respektive eine Hebung des rechten stattgefunden hat. Die Oolithe lagerten sich daher an einen Steilrand mit „steiler“ Neigung der Ablagerungsfläche an[1]). Ohne tektonische Bewegungen während der Ablagerung dieser Schichten wird sich diese Erscheinung kaum deuten lassen. Vielleicht weist das Auftreten der im unteren Steinbruch sichtbaren Blockschichten (mit sarmatischen Kalkgeröllen) auf eine ebensolche etwas ältere Bewegung hin, welche die sarmatischen Kalke gehoben und in den Bereich der Brandung gebracht hat. Eine ähnliche diskordante Lagerung sah ich auch in dem erwähnten Aufschluß von Schloß Kirchberg. Der allmähliche Übergang, der dort aus den flacher geneigten Liegendschichten in die viel steiler geneigten Hangendschichten sichtbar war, deutet auf längere Andauer der tektonischen Bewegung. Daß dieselbe noch in pontischer Zeit wirksam war, ergibt sich aus den großen Höhenunterschieden der sarmatischen Schichten bei Grafendorf untereinander

[1]) Es handelt sich hier keineswegs um Diagonalschichtung. Auch Rutschungen können die Erscheinung nicht erklären.

(Bohrung beim Ort)[1]), aus der Anlagerung der pontischen Sedimente an den jedenfalls tektonischen Abbruch der sarmatischen Ablagerungen (siehe Fig. 7) und aus dem Ansteigen des Obersarmats bis zur Seehöhe von 500 *m*.

18. Kapitel.

Einige Beziehungen der mittelsteirischen sarmatischen Schichten zu jenen Untersteiermarks und Rußlands.

A. Untersteiermark.

Die in Untersteiermark und Krain auftretenden sarmatischen Schichten dürften sehr wahrscheinlich zum größeren Teil nur tieferen Horizonten der mittelsteirischen Sedimente entsprechen (= unter- und mittelsarmatisch). Faunistische und stratigraphische Analogien sprechen zugunsten dieser Annahme.

Begehungen im Bereiche der sarmatischen Ablagerungen Untersteiermarks haben mich zur Ansicht geführt, daß in der Zone Pöltschach—Maxau (nördliche sarmatische Zone von Untersteiermark) „keine" obersarmatischen Schichten vorhanden sind, daß in der langgestreckten Tüfferer Bucht dieselben keine besondere Bedeutung erreichen und abgesehen von geringmächtigen Oolithlagen und Sandsteinen nur durch grobe Konglomerate mit oft weit über kopfgroßen Geröllagen vertreten sind. Erst in der südlichsten Lichtenwalder Bucht scheinen obersarmatische Schichten weitere Verbreitung zu besitzen.

Für die Ablagerungen in Krain (Südabfall der Steiner Alpen) dürfte wohl auch nur ein tiefsarmatisches Alter in Betracht kommen.

1. Für Untersteiermark und Krain ist die innige stratigraphische und faunistische (auch tektonische) Verknüpfung mit den Mediterranbildungen bezeichnend. Aus letzteren gehen die sarmatischen Bildungen unmittelbar hervor und es stellen sich nach Bittners Untersuchungen in der Tüfferer Bucht Sedimente ein, die eine Mischfauna enthalten[2]).

2. Die Mächtigkeit der sarmatischen Bildungen scheint nirgends sehr bedeutend zu sein und kaum jene zu erreichen, welche sich für Mittelsteier ergibt (rund 350—400 *m* in letzterem).

3. Die Facies der sarmatischen Schichten Untersteiermarks entspricht vorzüglich jener der unter- und mittelsarmatischen Sedimente Mittelsteiermarks, dagegen tritt in Untersteier die Facies der durch Kalkbildungen[3]) ausgezeichneten obersarmatischen Sedimente zurück. Die Schichten sind vielmehr meist als dunkle Schiefertone und Tegel, als Mergel und Steinmergel und Sande entwickelt[4]).

4. Die sarmatischen Schichten Untersteiermarks und Krains enthalten, wie es scheint, meist in ihrer ganzen Mächtigkeit die für die

---

[1]) V. Hilber, loc. cit.

[2]) Al. Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 494—496.

[3]) Bloß im südlichsten Becken von Lichtenwald stellen sich Kalkbildungen (Oolithe) in größerer Verbreitung ein.

[4]) Vergl. insbes. Bittner, loc. cit.

„tieferen" sarmatischen Schichten Mittelsteiermarks bezeichnenden Fossilien.

In Mittelsteiermark haben wir als Leitform für untersarmatische Schichten das Auftreten von Syndesmien bezeichnet. (Eruptivgebiet, Murberg bei Wildon, Fernitz.)

Die Syndesmienmergel bilden geradezu das hervortretendste Glied sarmatischer Gesteine in Untersteier und wurden von Bittner und Teller an sehr zahlreichen Punkten nachgewiesen[1]). In diesen Bildungen erscheint dort auch das im Untersarmatikum beobachtete *Cardium protractum.*

Sowohl in der Tüfferer Bucht als im Gebiete von Stein in Krain tritt ferner das Leitfossil der mittelsarmatischen Abteilung des Eruptivgebiets, *Cardium cf. Barboti*, zutage[2]). Bittner erwähnt das reichliche Vorkommen dieser Form aus der Tüfferer Bucht und Hilber beschreibt gekielte, gedornte Cardien aus dem Sarmatischen von Stein[3]).

Das Auftreten dieser Cardienmergel entspricht vollkommen der Facies im Mittelsarmatikum des Eruptivgebiets von Gleichenberg.

Schließlich ist in den sarmatischen Schichten des „Maxau—Pöltschacher" Zuges südlich des Bachers[4]) *Fragilia fragilis* vorhanden, eine Form, die in Mittelsteiermark nur in mittelsarmatischen Sedimenten angetroffen wurde (zum Beispiel Rosenberg bei Frutten, Waldhof bei Graz).

Da auch die übrigen in Untersteiermark angetroffenen Arten von *Buccinum*, *Cerithium disjunctum* und *mitrale*, Hydrobien etc. in den tieferen Schichten Mittelsteiermarks anzutreffen waren, ergibt sich, daß die Fauna mit jener der unteren und mittleren Abteilung letzteren Gebietes übereinstimmt.

5. Die sarmatischen Schichten in der Zone Pöltschach—Maxau (Untersteiermark) sind durch das Fehlen aller jener Elemente gekennzeichnet, die die obersarmatischen Schichten Mittelsteiermarks charakterisieren.

Es sind keine Peneroplidenkalke, keine Oolithe und Spirorbiskalke, keine dickschaligen Tapes- und Mactraformen vom Typus *vitaliana*, *ponderosa*, *Fabreana, caspia* etc. bekannt. *Cerithium Hartbergense* und *Gamlitzense*, *Cardium Jammense* oder „dickschalige" Trochusformen[5]) wurden „nicht" angetroffen.

6. Schließlich sprechen tektonische Gründe für eine Regression des obersarmatischen Meeres in Untersteiermark.

---

[1]) Al. Bittner, loc. cit. — F. Teller. Erläuterungen zur geol. Spezialk. Pragerhof. Windisch-Feistritz pag. 114.

[2]) Bittner bezeichnet die Form als *Cardium plicatum var.* Er hebt das rippenlose Mittelfeld (oder nur schwach gerippte Feld) hervor und identifiziert später Hilbers *Cardium aff. squamulosum* (Mitt. d. naturw. Vereins f. Steierm. 1891 mit demselben. (Siehe pag. 577.) Letzteres gehört nach Andrussow zu *C. Barboti* (siehe pag. 578).

[3]) V. Hilber, Über das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 476.

[4]) F. Teller, loc. cit. Erläuterungen etc. pag. 114.

[5]) Im Tüfferer-Sagorer Sarmatikum fehlen nach Bittner Trochusformen überhaupt, loc. cit. pag. 498.

Die sarmatischen Schichten Untersteiermarks haben noch eine bedeutende Aufrichtung ihres Schichtmaterials, stellenweise sogar eine Faltung und Überkippung desselben erfahren. Letzteres wurde zum Beispiel im Pöltschach—Maxauer Zuge südlich des Bachers nachgewiesen. Ähnliche mit Überschiebungen verbundene große Störungen haben die sarmatischen Schichten der Tüfferer Bucht[1]) und jene bei Steinbrück erfahren. Im Profil nördlich von Stein in Krain treten sie ebenfalls in überkippter Lagerung zutage[2]). Das Fehlen der obersarmatischen Ablagerungen in der Zone Pöltschach—Maxau, ihr Hervortreten in gröbstkonglomeratischer Facies in der südlich gelegenen Tüfferer Bucht, ihr verbreitetes Auftreten schließlich in dem noch südlicher befindlichen Lichtenwalder Becken, legt die Vermutung nahe, daß die sarmatische Meeresbedeckung im nördlichen Teil Untersteiermarks zuerst, im südlichen später durch tektonische Bewegung (Faltung!) aufgehoben wurde.

Die so ungemein grobklastischen Konglomerate, mit welchen das Sarmatische in der Tüfferer Bucht abschließt, erscheinen demnach nur als die im Obersarmat eintretende Ausfüllung dieses Marinbeckens mit dem Schutt der sich regenden Faltenwellen.

In einer vorläufigen Mitteilung habe ich auseinandergesetzt, daß die Faltung in Untersteiermark von Nord nach Süd gewirkt hat. Es erscheint demnach ganz naturgemäß, daß sie in dieser spätmiocänen Bewegungsphase am Nordrand zuerst (Pöltschacher Zone), in der Tüfferer Bucht später, im südlichen Lichtenwalder Becken zuletzt zur Geltung kam.

In Übereinstimmung damit läßt sich in der Zone Pöltschach—Maxau über das aufgerichtete Sarmat eine Transgression unterpontischer Bildungen[3]), im Lichtenwalder Becken erst mittel-[4]) und oberpontischer Ablagerungen erkennen[5]).

Die diskordante Auflagerung der pontischen Sedimente auf die aufgerichteten und abgetragenen sarmatischen Schichten läßt vermuten, daß diese große Bewegungsphase im allgemeinen etwa den Zeitraum der obersarmatischen (und untersten pontischen) Stufe eingenommen hat. Sie dürfte die Ursache für die Regression dieses Meeres aus dem untersteirisch-krainischen Ablagerungsbecken gewesen sein. Die gleichzeitige, postmittelsarmatische Hebung in Mittelsteiermark steht mit dieser großen tektonischen Bewegung in zeitlicher Übereinstimmung.

---

[1]) Daß die sarmatischen Schichten dem Mediterran konkordant auflagern und mit diesem sehr bedeutende Störungen mitgemacht haben, hat Bittner nachgewiesen loc. cit. — Vgl. auch F. Teller, Die miocänen Transgressionsrelikte bei Steinbrück und Ratschach a. d. Save. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 284.

[2]) C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen etc. pag. 559. — F. Teller, Erläuterungen zur geol. Karte: Eisenkappel und Kanker. SW-Gruppe Nr. 83, pag. 110.

[3]) Nach Teller Hangendhorizont der Congerienschichten des Wiener Beckens = unterpontisch der ungarischen Geologen.

[4]) = Schichten mit *C. ung. caprae*, im Sinne der ungarischen Geologen = mittelpontisch.

[5]) F. Teller, Erläuterungen z. geol. Karte Blatt Pragerhof—Windisch-Feistritz pag. 118—121.

B. Rußland.

Die stratigraphische Gliederung der russischen sarmatischen Sedimente läßt einige Analogien mit Mittelsteiermark hervortreten.

Die sarmatischen Ablagerungen Volhyniens, Podoliens und Bessarabiens wurden schon von Sinzow[1]) in den

a) Ervilienhorizont,

b) Nubecularienhorizont gegliedert.

Ersterer ist aus oolithischen Muschelkalken und Mergeln, letzterer aus oolithischen Foraminiferenkalken mit Sanden zusammengesetzt.

Andrussows Studien haben gezeigt, daß diese Gliederung sich im größten Teil von Rußland durchführen läßt. Als dritte Abteilung hat Andrussow eine Hangendgruppe mit *Mactra caspia* abgetrennt[2]).

Nach diesem Autor zerfallen also die sarmatischen Schichten Rußlands in den unteren Ervilien-, den mittleren Nubecularien- und den oberen *M. caspia*-Horizont. Wenn man damit die Einteilung der sarmatischen Schichten in Mittelsteier vergleicht und hierzu Andrussows Faunenlisten der Unterstufen in Betracht zieht, so scheint sich zu ergeben, daß die durch bedeutende Mächtigkeit ausgezeichneten obersarmatischen Bildungen Mittelsteiermarks dem Nubecularienhorizont (inklusive der *Mactra caspia* - Stufe) vergleichbar sind. Der untere Ervilienhorizont hingegen dürfte unserer unter- und mittelsarmatischen Stufe zu parallelisieren sein.

Die Analogien treten vor allem in folgenden Erscheinungen zutage:

1. In Rußland zeichnet sich die höhere Abteilung der sarmatischen Stufe (Nubecularienhorizont) durch das Auftreten von Foraminiferenkalken (Nubecularienkalken), Spirorbiskalken und Oolithen besonders aus.

Die Verbreitung dieses von Podolien[3]) über Kertsch nach Mangyschlak am Kaspisee nachgewiesenen Nubecularienhorizonts erinnert lebhaft an die ebenfalls durch das Vorherrschen von Foraminiferenkalken, Spirorbiskalken und Oolithen ausgezeichnete höhere (obersarmatische) Schichtfolge in Mittelsteiermark.

Das Auftreten von Nubecularienkalk, das Hoernes[4]) vom Prädiberg bei Gleichenberg anführt, dürfte allerdings nicht zu Recht bestehen, da andernorts die vermeintlichen Nubecularienkalke sich als Spirorbiskalke erwiesen haben.

Indessen zeigt das reichliche Auftreten der oolithischen und Foraminiferenkalke sowie der Spirorbiskalke in der höheren sarmatischen Abteilung von Österreich und Rußland, daß eine gewisse Analogie in der Sedimentation nicht zu verkennen ist.

---

[1]) Geol. Untersuchung Bessarabiens. Mat. z. Geologie Rußlands. Bd. XI. 1882.

[2]) N. Andrussow, Verh. der russ. mineral. Gesellschaft. 2. Serie, 36. Bd. 1899, pag. 123—124.

[3]) In Podolien z. B. „wird der ‚obere' Horizont aus oolithischen Kalksteinen oder Foraminiferenkalk zusammengesetzt, enthält sandige Einlagen und führt massenhaft *Mactra podolica* und *ponderosa*". N. Andrussow, loc. cit. pag. 110.

[4]) R. Hoernes, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 304.

2. Die großen, dickschaligen Mactren, die der Gruppe der *M. vitaliana*, *M. Fabreana* etc. angehören, treten in Steiermark in den obersarmatischen Schichten zutage. In ganz analoger Position erscheinen diese Formen nach Andrussow in Rußland[1]), indem die großen, dickschaligen Mactraformen auf höhere sarmatische Schichten[2]) beschränkt sind, während in den tieferen Bildungen die kleine *Mactra vitaliana var. deltoides* (= *M. variabilis var. fragilis Sinzow*) hervortritt. In Mittelsteiermark ist ebenso nur eine kleinere dünnschalige Mactraform aus den „tieferen Schichten" bekannt. Allerdings ermöglicht ihr schlechter Erhaltungszustand keine genauere Bestimmung.

3. Es gelang in den hangenden, sarmatischen Schichten kleine Mactraformen aufzufinden, welche durch ihre gleichseitige Gestalt an *M. caspia* erinnern. Ich hoffe, daß es mir noch gelingen wird, besser erhaltenes Fossilienmaterial anzutreffen und eine mögliche Identität beider Formen prüfen zu können. *M. caspia* erfüllt, wie angegeben, auch in Rußland die hangendsten sarmatischen Schichten[3]).

Diese auffallende Übereinstimmung in der Verbreitung der Mactriden spricht zugunsten der Annahme, daß im großen und ganzen der Nubecularienhorizont Rußlands unseren obersarmatischen Schichten zu parallelisieren ist.

4. Die tieferen sarmatischen Schichten sind zwar in Rußland vielfach auch in kalkreicher Facies entwickelt; jedoch treten zumeist Ervilien gesteinsbildend hervor[4]). Das Auftreten von *Ervilia* ist bei meinen Untersuchungen im Eruptivgebiete von Gleichenberg in den „mittelsarmatischen" Schichten beobachtet worden. (Rosenberg, Radkersburg, Waldhof bei Graz, Gebiet der „Gräben" [5]). Bei Gnas fanden sich sogar schmale Lagen von Ervilienkalk.

Das häufige Auftreten dieser Bivalve gerade in den tieferen Schichten Mittel- und Untersteiermarks weist auch hier wieder auf die Analogie mit Rußland hin, wo die Ervilien diesem tieferen Horizont das Gepräge verleihen.

5. Ein weiteres Leitfossil tiefsarmatischer Schichten, welches in Rußland und Podolien (Toltrarücken, Podolien, Mangyschlak am Kaspi) immer in diesem Horizont auftritt, stellt *Cardium protractum* dar[6]). *Cardium protractum*, findet sich in den „untersarmatischen" Schichten des Eruptivgebietes (Gruisla, Gleichenberg), als auch in jenen Untersteiermarks verbreitet.

6. Eine ähnliche, aber noch wichtigere Rolle spielt die Gattung Syndesmia[7]), welche als typisches Leitfossil untersarmatischer Schichten

---

[1]) N. Andrussow, Verh. d. kais. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd. 2. Serie 1903. Die südrussischen Neogenablagerungen. 3. Teil. Sarmatische Stufe (Schluß), pag. 365—366.

[2]) Loc. cit. pag. 365.

[3]) N. Andrussow, loc. cit. pag. 368.

[4]) N. Andrussow, loc. cit. pag. 363 u. Verh. d. russ. min. Gesellschaft, 36. Bd. 1899, pag. 110 u. ff.

[5]) A. Winkler, loc. cit. pag. 445.

[6]) N. Andrussow, Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd., pag. 354 etc. — W. Laskarev, Bemerkungen über die Miocänablagerungen Volhyniens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 521.

[7]) N. Andrussow, loc. cit pag. 370. — W. Laskarev, loc. cit. pag. 521.

bekannt ist. Laskarev erwähnt sie zum Beispiel aus den tiefsarmatischen Schichten Podoliens, Andrussow zeigt ihre weite Verbreitung in den gleichen Bildungen Rußlands. Wir erkannten sie als wichtige Leitform derselben Lagen in Steiermark (Tüfferer Gebiet, Eruptivgebiet etc.).

7. Auch das Auftreten von *Modiola marginata* gilt in Rußland als bezeichnend für die tiefere Abteilung der sarmatischen Stufe [1]). In Mittelsteier stellt *M. marginata* eine der häufigsten unter- und mittelsarmatischen Formen dar. In obersarmatischen Schichten habe ich sie seltener angetroffen. Die bedeutende Größe, welche die *Mod. marginata*-Formen in den mittelsarmatischen Schichten Mittelsteiermarks erreichen, steht in Übereinstimmung mit der Beobachtung großer *M. marginata*-Exemplare in den tiefsarmatischen Sedimenten Podoliens [2]).

8. Es sei darauf hingewiesen, daß in weiten Gebieten Rußlands die untersarmatische Stufe durch dunkle Schiefertone vertreten ist, und sich durch das Auftreten dünnschaliger Formen charakterisiert. Wenngleich auf eine so weite Erstreckung von Rußland bis Steiermark eine Identität der Facies nicht zu erwarten ist, so ist doch das Vorherrschen dunkler Schiefertone und Tegel in Mittel- und Untersteiermark in den tiefsarmatischen Sedimenten sehr bemerkenswert, zumal die hangende Abteilung in beiden Regionen durch gleichartige Kalkbildungen gekennzeichnet ist [3]).

9. Aus den tiefsarmatischen Schichten Rußlauds werden von Andrussow als häufige Fossilien dünnschalige, mit zierlichen Stacheln ausgezeichnete Cardienformen [4]) erwähnt. In Steiermark treten in ähnlicher Sedimentfacies jene Cardien auf, die ebenfalls Dornen tragen und dem *C. Barboti* zu entsprechen scheinen. Letztere Form soll in Rußland allerdings erst in dem höheren Nubecularienhorizont vorhanden sein [5]).

Mit Stacheln versehene Cardienreste habe ich auch in den mittelsarmatischen Schichten des Eruptivgebietes (Rosenberg) in nicht näher bestimmbaren Schalenfragmenten angetroffen.

10. Die außer den erwähnten Cardien die Tiefwasserfacies der Schiefertone Rußlands charakterisierenden Formen [6]), lassen sich teilweise auch in Mittelsteier erkennen. So sind, ebenso wie in den russischen tiefsarmatischen Schichten, in dieser Facies des Sediments in Mittelsteiermark *Syndesmia* und *Cardium protractum* in untersarmatischen, kleine dünnschalige Mactren, Trochusformen und *Bulla Lajonkaireana* in mittelsarmatischen Bildungen verbreitet.

11. *Cardium plicatum* [7]), in Rußland nur im Untersarmatikum auftretend, wurde von mir in gleichaltrigen Schichten in typischen Exemplaren angetroffen. Ähnliche Formen sind indes in Steiermark

---

[1]) N. Andrussow, loc. cit. pag. 348.
[2]) W. Laskarev, loc. cit. pag. 521—524.
[3]) N. Andrussow, Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd., pag. 409—412.
[4]) Loc. cit. pag. 409.
[5]) N. Andrussuw, loc. cit. pag. 478—480.
[6]) Loc. cit. pag. 410.
[7]) Andrussow, loc. cit. pag. 354.

auch noch in obersarmatischen Sedimenten vorhanden, in Begleitung des breitrippigen *Cardium Jammense.*

12. Das Auftreten von *Donax lucidus*[1]) in den obersarmatischen Schichten (Eruptivgebiet etc.) und das Vorkommen von *Columbella* in tieferen (Radkersburg) stimmt mit den Angaben Andrussows über die Verbreitung dieser Formen in Rußland überein.

13. *Trochus podolicus* tritt, wie es scheint, in Steiermark in typischer Form nur in obersarmatischen Schichten auf (Hartberger Gegend). Er fehlt nach Andrussow den tieferen sarmatischen Schichen Rußlands[2]).

14. In Rußland ist die Strandfacies der unteren sarmatischen Schichten (= Ervilienhorizont) durch das Auftreten von Sanden und Kalken mit *Ervilia podolica*, *Modiola volhynica*, *Tapes gregaria*, *Trochus pictus*, Cerithien etc. gekennzeichnet[3]). Diese faunistische Facies konnte in typischer Ausbildung infolge der Fossilarmut der gröberklastischen Ablagerungen in den tieferen sarmatischen Schichten Mittelsteiers selten (Gnas) nachgewiesen werden. Indessen zeigen abgesehen vom Gnaser Vorkommniß gewisse Bildungen eine Annäherung daran. Die mittelsarmatischen, fossilreichen sandigen Mergel von Jörgen (Eruptivgebiet Klöch NW) zeigen ein massenhaftes Auftreten von *Tapes gregaria*, *Trochus pictus*, *Solen* und *Cardium* aus der *Obsoletum*-Gruppe an.

In den mittelsarmatischen strandnahen Ablagerungen zwischen Wildon und Fernitz (Graz Süd) treten Cerithiensande hervor. *Modiola volhynica* schließlich konnte in einem Exemplar in dem untersarmatischen Schotterhorizont bei Frutten im südlichen Eruptivgebiet aufgefunden werden.

15. Ein gewisser Unterschied zwischen dem steirischen und russischen Becken besteht darin, daß die Cerithien in Rußland, soweit sie überhaupt auftreten, meist in untersarmatischen Schichten erscheinen[4]), während sie hier die untere und obere Abteilung in gleicher Weise charakterisieren.

Doch hat Andrussow hervorgehoben, daß die Cerithienfauna der mäotischen Stufe zur Annahme nötigt, daß in anderen Gebieten die Fortentwicklung der Cerithien in obersarmatischer Zeit stattgefunden hat. Einer solchen scheint in der Tat die mittelsteirische Bucht zu entsprechen.

Diese faunistische Ähnlichkeit, die trotz mannigfacher Divergenzen überraschend erscheint, weist auf bedeutende Faunenwanderungen im Bereiche des sarmatischen Meeres hin. Daß solche stattgefunden haben, scheint auch aus Andrussows Ausführungen hervorzugehen. Denn er hat gezeigt, daß die Fauna des sarmatischen Meeres aus einer Immigration östlicher und westlicher Typen entstanden ist[5]). So läßt die weite Verbreitung vieler Formen die Annahme eines mehr oder minder regen Faunenaustausches im sarmatischen Meere zu.

---

[1]) Loc. cit. pag. 369.
[2]) Loc. cit. pag. 374.
[3]) N. Andrussow, 36. Bd. d. Verh. d. russ. min. Gesellschaft, pag. 108 ff.
[4]) N. Andrussow, loc. cit.
[5]) N. Andrussow, Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 39. Bd. 1902, pag. 442.

Der weiten Ausbreitung des sarmatischen Meeres im „Nubecularienhorizont“ (Andrussow[1]) entspricht wohl die „marine“ Natur seiner durch die reiche Foraminiferenfauna ausgezeichneten Ablagerungen.

Die vorliegenden Angaben reichen, wie ich glaube, aus, um die annähernde Parallelisierung der obersarmatischen Stufe Mittelsteiermarks mit dem Nubecularienhorizont Rußlands durchzuführen, während unsere „unter- und mittelsarmatische Stufe“ dem Ervilienhorizont entspräche.

19. Kapitel.

Resumé über „Mittelsteiermark im Miocän“.

In vorliegender Studie habe ich den Versuch unternommen, die Verbreitung des Miocänmeeres teils auf Grund eigener Untersuchungen, teils auf den Angaben der reichen Literatur fußend, festzulegen.

Prof. Hoernes hat im Jahre 1908 hervorgehoben[2]), daß der Wechsel in der Verbreitung der Miocänmeere Mittelsteiermarks, insbesondere das Fehlen der Mediterranbildungen am nördlichen Grundgebirgsrande der Grazer Bucht verständlicher erscheint, wenn man das mittelsteirische Becken als Bruchregion auffaßt, in der tektonische Bewegungen bis in jugendliche Zeiten fortgedauert haben.

Diesen von Hoernes nicht näher ausgeführten Gedanken genauer zu verfolgen und an der Hand der bekannten Erscheinungen zu prüfen, war der Zweck vorangehender Zeilen. So lückenhaft in vieler Hinsicht unsere Kenntnis mancher Gebiete noch ist, so schwierig daher gegenwärtig ein solches Unternehmen erscheint, glaube ich doch gezeigt zu haben, daß sich einige Grundzüge in der Verteilung der Meeresablagerungen auf tektonische Ursachen zurückführen lassen.

Die Verbreitung der Sedimente läßt erkennen, daß das Vordringen der Meere in die verschiedenen Teile der Bucht nicht gleichzeitig stattgefunden hat.

Marine Bildungen des basalen Miocäns konnten am NO-Abfall des Possrukzuges aufgefunden werden. Das Auftreten von Tuffbänken in denselben läßt die Analogie mit den untermiocänen, von Teller beschriebenen „marinen Mergeln und mürben, mergeligen Sandsteinen“ Untersteiermarks sehr klar hervortreten. Dem Schichtmaterial nach erwiesen sich diese „basalen, marinen Mergel“ aus einer mächtigen, flyschartigen Folge von dunklen Mergeln und Sandsteinen aufgebaut. Es war somit erwiesen, daß die Ausbildung der mittelsteirischen Bucht in ihren ersten Anfängen bereits in das tiefste Miocän zurückreicht.

Eine große Ausweitung des Beckens, tektonischer Natur, setzt vor Entstehung jener Schichtgruppe ein, die als marine Bildung in „Windischen Büheln“ (Foraminiferenmergelgruppe[3]), die als lacustre, lagu-

---

[1]) Verh. d. russ. min. Gesellschaft. 36. Bd., pag. 123.

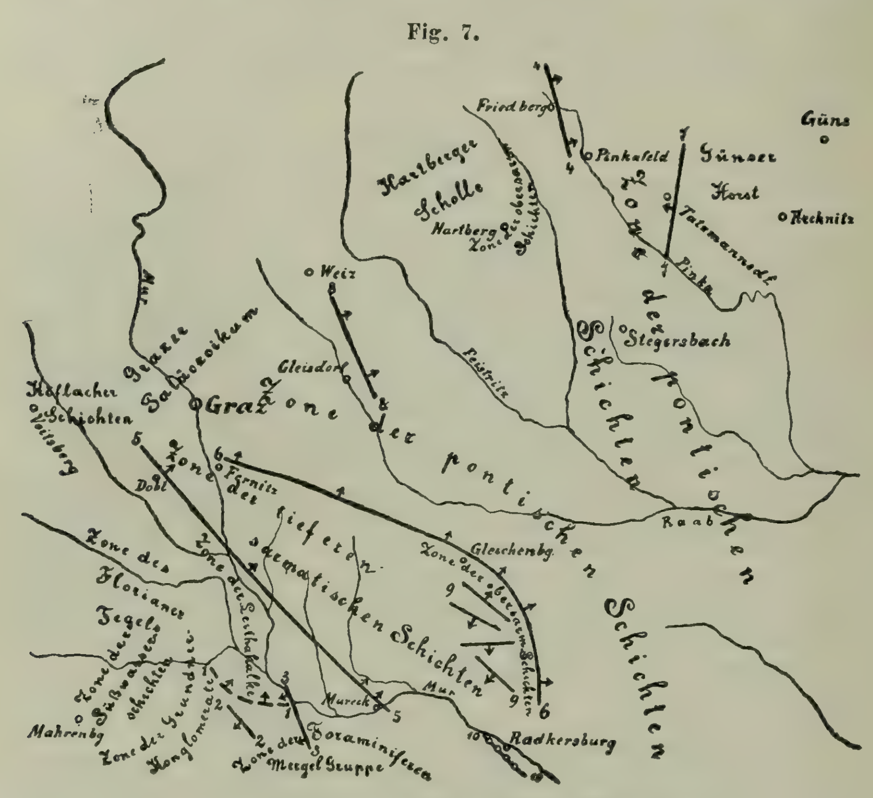
[2]) Bau und Bild der Ebenen. Wien 1903.

[3]) Verdeckt durch jüngere Bildungen ist die Foraminiferenmergelgruppe jedenfalls im zentralen Teil der mittelsarmatischen Bucht verbreitet.

näre Randbildung nicht nur am West- und Nordrand der Grazer Bucht, sondern auch in großen Teilen der östlichen Alpen überhaupt (Murtal, Bucklige Welt etc.) verbreitet ist.

Der Übergang der lacustren in die marine Facies, wie er in den Windischen Büheln sichtbar ist, spricht für eine Äquivalenz beider

Fig. 7.



Tektonische Skizze der mittelsteirischen Tertiärbucht.

1. Flexur Spielfeld — Gamlitz. — 2. Bruch bei Glanz. — 3. Egydierbruch. — 4. Friedberger Bruch. — 5. Störungslinie Dobl—Wildon—Mureck. — 6. Flexur Radkersburg—Gleichenberg—Fernitz. — 7. Tatzmannsdorfer Bruch. — 8. Störungslinie Fünfing—Arnwiesen. — 9. Brüche im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet. 10. Stainztaler Säuerlingsreihe.

Schichtgruppen. Es konnte nachgewiesen werden, daß der marine Charakter der Sedimente westwärts bis über Leutschach hinaus anhält.

Die weite Verbreitung dieser kohleführenden Ablagerungen und Foraminiferenmergelbildungen im Bereiche der ganzen östlichsten Zentralalpen läßt vermuten, daß zu Beginn des Miocäns eine ausgedehnte Tieferlegung dieses Raumes stattgefunden hat. Dadurch gelangten beträchtliche Gebiete unter das limnische und marine Akkumulationsniveau.

Ich fasse die Entstehung dieses ausgedehnten Beckens als einen Vorläufer jener späteren Senkungsvorgänge auf, die die Mediterranbildungen in die Wiener Bucht transgredieren ließen und die sich in der mittelsteirischen Bucht durch das Auftreten von in einer bestimmten Richtung fortschreitenden, mediterranen, sarmatischen und pontischen Bewegungen charakterisieren. Die jüngeren Bruchfelder erscheinen gleichsam in den Rahmen dieses viel ausgedehnteren Senkungsgebietes eingefügt.

Das Trachyt-Andesitmassiv von Gleichenberg wurde, wenn auch mit Vorbehalt, in das ältere Miocän eingereiht. Eine Einhüllung mit sarmatischen Schichten (auch mit deren basalen Partien) ließ entgegen der bisherigen Annahme ein vorsarmatisches Alter annehmen.

Es wurde auf die bedeutende Ausdehnung dieses Massivs unter der auflagernden jüngeren Sedimentdecke hingewiesen; Einschlüsse in den pontischen Basalttuffen ließen dieselbe hervortreten.

Der Bildungsweise nach wurde das Massiv als eine Staukuppe großen Stils aufgefaßt. Die einheitliche Struktur, Einschlüsse von äquivalenten Tiefengesteinen, die basischen Randzonen und die Unmöglichkeit einer Deutung als Lakkolith begründen diese Annahme.

Es wurde dargelegt, daß der Foraminiferenmergel (= „mittelsteirischer Schlier") sehr wahrscheinlich einer unter dem Grunder Horizont liegenden Schichtfolge entspricht.

Das unmittelbare, räumliche Herantreten von Schlierfacies an typische Grunder Facies widerspricht der zuerst von Stur angenommenen faciellen Vertretung beider Bildungen.

Die Erkenntnis, daß der Foraminiferenmergel entlang der Flexur Spielfeld—Gamlitz nordwärts absinkt, ließ das scheinbare Fehlen desselben im Raume nördlich der Windischen Büheln (Sausalgebiet) verständlich erscheinen. Das Vorkommen des Foraminiferenmergels (= Schlierhorizonts) im tieferen Untergrund der Sausalbucht wird durch eine (nach der orographischen Höhenlage) im Liegenden des Florianer Tegels[1]) auftretende, mehrere 100 *m* mächtige, durch Bohrung erschlossene, tonigmergelige Sedimentserie (Bohrung von Schwanberg etc.) nahegelegt.

Die Konglomeratmassen, welche die Foraminiferenmergel unmittelbar überlagern (St. Egydi, Platsch-Ehrenhausen), wurden als facielle Vertretung des Grunder Horizonts aufgefaßt. Als Beweis dafür wurde die Wechsellagerung und innige Verknüpfung dieser grobklastischen Bildungen mit fossilführenden Grunder Sedimenten (Gamlitzer Sanden) beim Kohlenbau des Labitschberges angesehen. Diese Annahme findet eine Bestätigung in dem räumlichen Übergang fossilführender Florianer Schichten in jene Konglomeratfacies, wie sie in der Gegend von St. Andrä und Fantsch kennbar ist. Sie erhält auch dadurch eine Stütze, daß diese Konglomerate im Bereiche südlich des Sausalgebirges stets als Basis der Leithakalke der zweiten Mediterranstufe zutage treten. Zugunsten der vorstehenden Annahme spricht ferner der Umstand, daß der Florianer Tegel die durch Bohrung kennbare mächtige Schichtfolge westlich des Sausalgebirges überdeckt

[1]) Grunder Schichten von Mittelsteiermark.

und daß die konglomeratische Facies als Überlagerung der äquivalent gedeuteten Foraminiferenmergelgruppe kennbar ist. Schließlich läßt sich auch eine Fortsetzung des marinen Konglomeratzuges über den Kamm des Possrukgebirges gegen das Grunder Becken des Lavanttales in Zentralkärnten nachweisen.

Die marine Natur der überall großen Blockschutt führenden Konglomeratmassen, die Hilber in der Gegend von Gamlitz feststellte, konnte von mir auch in der Gegend von Leutschach Arnfels und Groß-Klein, also im gesamten zusammenhängenden Verbreitungsgebiet derselben durch Fossilfunde erwiesen werden. Das Auftreten der selbst hausgroße Blöcke führenden Schuttbildungen wurde ferner als Anzeichen einer Hebung im Gebiete der südlichen Koralpe angesehen, die einen gewaltigen Schuttransport von diesem Gebirgszuge her vor und während der „Grunder Zeit" einleitete.

Von dieser Bewegung erscheinen jedenfalls die westlichen kohleführenden Ablagerungen im Eibiswalder Becken mitergriffen, da deren Sedimente bereits als Geröllkomponenten im „Konglomerat" auftreten.

Die Hebung läßt in den folgenden Zeiträumen ein weiteres Fortschreiten gegen Nordosten erkennen.

Vor- oder tiefmediterran erscheint der Konglomeratkomplex von der Erhebung mitergriffen und gestört. Sein Emporreichen am Possrukrücken bis 800 *m* — weiter westlich vielleicht noch bis 1000 *m* — läßt das bedeutende Ausmaß dieser Bewegungen erkennen.

Durch diese Hebung erscheint die Meeresverbindung, die zur Grunder Zeit zwischen Mittelsteiermark und dem kärtnerischen Lavanttal bestanden hat, wieder unterbunden.

Die Störungen, welche viele der kohleführenden Ablagerungen in den östlichen Zentralalpen erfahren haben, mögen zum großen Teil demselben Zeitraum angehören.

Die Ausbildung der Flexur Spielfeld—Gamlitz und die Entstehung der Bruchlinie von St. Egydi wurde mit den Beckenvertiefungen in Zusammenhang gebracht, die während der zweiten Mediterranstufe sich geltend machten.

Zur Ablagerungszeit der „Leithakalkbildungen" erwies sich insbesondere das Sausalgebiet von Senkungen betroffen. Die entstehenden mächtigen Riffbauten, also stets unter seichtem Wasser abgelagerten Sedimente, — bei gleichzeitiger, schon von Stur erörterter Regression der „Leithakalkstufe" aus dem westlichen Teil der Sausalbucht — ließen die Annahme lokaler Senkungsvorgänge als notwendig erscheinen. Die Tiefenlage der paläozoischen Gesteine und die große Mächtigkeit der Riffbauten in dem nordöstlich oder besser NNO vom Sausal gelegenen Raum ließ vermuten, daß das Sausalgebiet im Mediterran als eine gegen NNO sich stärker senkende Platte anzusehen ist.

Die Diskordanzen innerhalb der Leithakalke des nördlich davon gelegenen Aframer Zuges ließen die Fortdauer der tektonischen Bewegung bis nahe an die sarmatische Zeit heran erkennen.

Es ergab sich also ein Fortschreiten und eine Zunahme der senkenden Vorgänge seit dem Beginn der zweiten Mediterranstufe in der Richtung von SSW—NNO.

In dem nordöstlichsten Teil der mittelsteirischen Bucht, dem Pinkafelder Becken, kam es vor Ablagerung der „Leithakalkstufe“ ebenfalls zu senkenden Bewegungen. Entlang der von Mohr nachgewiesenen Bruchlinie von Friedberg (Tunnel), die noch das Sinnersdorfer Konglomerat (= Pittener Horizont) verwirft, scheinen die Störungen stattgefunden zu haben. Die Lokalisierung der transgredierenden Mediterransedimente auf die östliche, gesenkte Scholle lassen den Zusammenhang in der Verbreitung derselben mit der tektonischen Bewegung erkennen.

Östlich und südöstlich der Pinkafelder Bucht lag ebenso wie in der Grunder Zeit im Mediterran eine mächtige Erhebungsreihe, die von dem „Günser Horst“ bis an die Schieferinsel von Sulz bei Güssing heranreichte.

Vor Beginn der sarmatischen Stufe schritt die Senkung in nordöstlicher Richtung weiter fort. Die mediterranen Strandbildungen, die sich NO und O des Sausals abgelagert hatten, erscheinen tief abgesenkt (Aframer Zug, Gleichenberger Gegend). Die um zirka 220—300 *m* verschiedene Höhenlage der Strandsedimente im Sausalgebiete und bei Gleichenberg ließ eine Absenkung in letzterer Gegend um beiläufig diesen Betrag notwendig erscheinen. Die im Eruptivgebiete kennbare Auflagerung von über 300 *m* mächtigen, sarmatischen Sedimenten auf die gesenkten Mediterranbildungen bei gleichzeitiger Regression der „brackischen Stufe“ im Sausal ließ das vorsarmatische Alter der Bruchbewegung erkennen.

Die Senkung hat auch noch bis an den nördlichen Alpenrand zwischen Graz und Weiz herangereicht und in diesem Raume die Transgression tiefsarmatischer Schichten unmittelbar über das Grundgebirge ermöglicht.

Die Begrenzung der gesenkten Scholle gegen WSW ist durch die (in der Wildoner Gegend schon von Granigg erkannte) Bruchlinie Wildon—Mureck gegeben.

Die sarmatische Stufe ließ die in der früheren Arbeit über das südliche Eruptivgebiet von Gleichenberg durchgeführte Gliederung auch noch in der übrigen Mittelsteiermark erkennen.

Die untersarmatischen Ablagerungen konnten am Westrande des Ablagerungsraumes bei Fernitz und Wildon konstatiert werden. Sie wurden als Bildungen in einem randlichen ruhigen Becken aufgefaßt; ihre paläontologische Charakteristik ist durch die Syndosmien gegeben.

Die mittelsarmatische Stufe, im großen und ganzen als die mehr oder minder grobklastische Ausfüllung jenes tieferen, untersarmatischen Beckens gedacht, erwies sich als Seichtwasserbildung. Die Diagonalschichtung der Sande und das Auftreten der ihrer Entstehung nach den Jahresringen vergleichbaren schönen Bänderungen an Mergelgesteinen, ließen den Einfluß mächtiger Grundströmungen erkennen.

Der Transport von grobem Sediment und die Fossilarmut dieser Facies steht damit im Einklang.

Der geringe Salzgehalt des Beckens, für den das Vorhandensein der Grundströmung spricht, ließ sich auch in der verarmten Fauna und in der Einschaltung von Schilfpflanzen führenden Horizonten erkennen. Als Leitfossilien mittelsarmatischer Schichten wurden *Car-*

dium cf. Barboti, *Fragilia fragilis*, *Cardium nov. sp.* vermerkt. Das reichliche Vorkommen von *Ervilia podolica* und großen *Modiola marginata*-Formen in denselben wurde hervorgehoben.

Auch die mittelsarmatische Stufe ließ sich im westlichen Teil der Grazer Bucht nachweisen sowohl im Gebiete der „Gräben“ (zwischen dem Eruptivgebiet und der Murlinie Wildon—Fernitz) als auch bei Waldhof westlich von Graz.

Unter- und mittelsarmatische Schichten zeigten annähernd dieselbe Verbreitung. Sie erfüllten das Becken, welches zwischen dem Ostabbruch des Sausals und dem Eruptivgebiet gelegen ist. Nach Norden hin transgredierten sie über dem Grundgebirge zwischen Graz und Weiz. Dagegen fehlten sie wahrscheinlich in dem nordöstlichen Teil der Grazer Bucht, in der Hartberger Scholle und der Pinkafelder Bucht sowie in jener schon im Mediterran vorhandenen östlichen Erhebungsreihe Günser Horst—Sulz bei Güssing. Das mittelsarmatische Becken war durch dieselbe im Nordosten von der pannonischen Bucht abgeschlossen.

Das obersarmatische Meer zeichnet sich durch eine andere Verbreitung gegenüber der „tieferen sarmatischen Stufe“ aus. Seiner Ablagerung sind tektonische Bewegungen vorausgegangen, welche sich im Bereiche des Sausalgebiets und in der angrenzenden Region „der Gräben“ sowie in dem übrigen westlichen Teil der Grazer Bucht als eine Hebung herausstellten. Sie äußerte sich nicht nur in der Regression des obersarmatischen Meeres aus dem bezeichneten Raum, sondern auch in der allgemein bedeutenden Höhenlage der mediterran-altsarmatischen Komplexe.

Die Höhenlage übersteigt um rund 100 *m* jenen Wert, welcher für den maximalen Stand des Meeresspiegels der betreffenden Stufen im Wiener Becken ermittelt wurde. Auf die Erkenntnis der Gleichzeitigkeit dieser hebenden Vorgänge mit den Faltungsvorgängen in Untersteiermark komme ich noch zurück.

Die Ablagerungen der obersarmatischen Stufe entsprechen ihrem Habitus nach jener Facies, die im Wiener Becken allgemein durch ihren Fossilreichtum auffällt.

Es sind große und dicke Mactraformen, dickschalige Tapes, Cerithien und Cardien, welche der Fauna ihr Gepräge verleihen. *Cardium Jammense*, *Mactra Fabreana*, *cf. caspia*, *Cerithium Hartbergense* etc., *Donax lucida* und Cardienformen der *Obsoletum*-Gruppe, die zu pontischen Formen hinüberführen, sind nur im Obersarmat anzutreffen gewesen. Es kommt das Auftreten der charakteristischen kalkbildendenPeneropliden und das Erscheinen von Spirorbiskalken hinzu. Nach dem Vorkommen der reichen, marinen (brackischen) Fauna und von Oolithbildung zu schließen, dürfte der Salzgehalt gegenüber jenem der tiefsarmatischen Schichten bedeutender gewesen sein.

Die Facies, ausgezeichnet durch reichlich auftretende Kalkbänke, erweist sich als eine mächtige Folge von Seichtwasserbildungen, die das abgesunkene und von Hebungszonen begrenzte Becken ausfüllten. Der vorwiegend sandige Charakter, das Zurücktreten von Tegeln und Schiefertonen entsprechen dieser Bildungsweise. Das obersarmatische Meer zeigt sich, wie erwähnt, durch die Hebung aus dem westlichen Teil der Grazer Bucht verdrängt, transgrediert hingegen in der Hartberger

Scholle (NO-Teil der Grazer Bucht) unmittelbar über dem Grundgebirge (wahrscheinlich auch bei Fürstenfeld). Es war somit die Hebung im W und SW der Grazer Bucht von einer Senkung im NO begleitet.

Diese tektonische Bewegung fügt sich neuerdings in die Reihe jener gegen NO fortschreitenden sinkenden Bewegungen ein, die bereits im Mediterran kennbar waren.

Die östliche Festlandsbarre der Schieferinseln Sulz-Güns war auch noch in obersarmatischer Zeit vorhanden, wie aus dem Fehlen obersarmatischer Sedimente in der Umrandung dieser paläozoischen Inselberge und aus den nachweisbar jüngeren tektonischen Bewegungen dortselbst hervorgeht.

Die in der Fortsetzung dieser Inselreihe gegen SSO auftretende Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen ragte zur Grunder und mediterraner Zeit noch bedeutend, in sarmatischer Epoche kaum über dem Meeresspiegel empor. Das Gleichenberger Trachytmassiv hingegen bildete in seinen höchsten Teilen dauernd eine Klippe.

Die obersarmatischen Ablagerungen zwischen Hartberg und Friedberg (Grafendorf, Lafnitz) zeigen durch ihre Höhenlage, die sie erreichen (über 500 *m*), durch die Störungen im Schichtmaterial und schließlich durch die großen Höhenunterschiede, die sie an nahe aneinander gelegenen Punkten untereinander aufweisen, die Andauer tektonischer Bewegungen bis in die Zeit während und nach ihrer Ablagerung an.

Die Diskordanzen, welche aus Fig. 6 kennbar sind, lassen annehmen, daß die Störungeu bereits während der Sedimentierung des Obersarmats begonnen haben.

Wie Fig. 6 zeigt, lagerten sich auch die pontischen Bildungen dem fast senkrechten Abbruch der obersarmatischen Bänke an. Es ist anzunehmen, daß — nach der Höhenlage des Obersarmats[1]) zu urteilen — eine Hebung der Scholle um zirka 100 *m* in nachobersarmatisch-vorpontischer Zeit stattgefunden hat. Auch diese j ü n g s t e n a c h w e i s b a r e H e b u n g fügt sich als E n d g l i e d den gegen NO f o r t s c h r e i t e n d e n m i o c ä n e n H e b u n g e n harmonisch ein.

Das tektonische Gefüge der mittelsteirischen Bucht ist indessen nach Ablagerung der sarmatischen Stufe noch keineswegs gefestigt. Es wurde bereits in einer vorläufigen Mitteilung hervorgehoben, daß sich im Tiefponticum ein gewaltiges Senkungsfeld ausbildete, das am Günser Horst tiefpontische, in der Umrandung der östlichen Inselreihe Sulz—Harnischer Wald vielleicht noch etwas höher pontische Bildungen transgredieren läßt.

Der Südrand der sich senkenden Scholle ist durch eine Flexur gegeben, die sich aus der Gegend von Radkersburg über St. Anna, Gleichenberg und Prädiberg bis Fernitz südlich von Graz verfolgen ließ.

Da auch die tieferen pontischen Schichten noch an der Absenkung Anteil nehmen, läßt sich eine allmähliche Ausgestaltung der sich vertiefenden Depression annehmen.

---

[1]) Die obersarmatischen Schichten erreichen hier eine Seehöhe von 500 *m*.

Parallel dieser wichtigen Dislokation bildeten sich die basaltischen Tuffberge, während die ausgedehnten Basaltmassen in der durch diesen Vulkan und Störungsbogen umrahmten Region zum Ausfluß gelangten.

Noch jüngere tektonische Bewegungen lassen sich im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiete Nord—Süd fortschreitend erkennen.

Daß auch das Auftauchen der sarmatischen Vorkommnisse, die sich in NNW-Aneinanderreihung im zentralen Teil des Beckens von Kumpergraben über Fünfing, Arnwiesen, Rollsdorf bis nach Wohngraben, Lohngraben, Großpesendorf und Etzersdorf verfolgen lassen, in solch spätpontischen tektonischen Bewegungen seine Erklärung findet, wird an anderer Stelle zu begründen sein. Da die tektonischen Verhältnisse während der Pliocänepoche in Mittelsteiermark einer besonderen Publikation vorbehalten bleiben, mag an dieser Stelle nur flüchtig auf dieselben hingewiesen sein.

Als tektonisches Hauptmerkmal der mittelsteirischen Bucht im Miocän hat sich, wie erwähnt, ein gegen NO gerichtetes Fortschreiten der tektonischen Bewegungen ergeben, die nach Ablagerung jener weitverbreiteten Foraminiferenmergelgruppe und ihrer lacustren Äquivalente eingesetzt hat.

Die auf pag. 617 folgende Zusammenstellung soll die tektonischen Bewegungen erläutern.

Die Zurechnung dieser beobachteten tektonischen Erscheinungen zu einzelnen Bewegungsphasen erscheint naturgemäß sehr der Willkür anheimgegeben. Je weiter die Untersuchungen ins Detail eindringen, desto zahlreicher und mannigfaltiger werden die Vorgänge uns entgegentreten. Das, was uns häufig als Werk eines einzelnen Bewegungsaktes erscheint, läßt sich aus zahlreichen einzelnen, in Raum und Zeit wechselnden Störungen zusammengesetzt erkennen.

Immerhin ist jedenfalls kein regelmäßig andauernder Puls in der Ausbildung dieser jugendlichen Tektonik kennbar.

Sowie der Schauplatz der Störung nach Raum und Zeit wechselt, so erscheint auch das Ausmaß der Bewegung Hand in Hand damit an- oder abzuschwellen.

Es sei hervorgehoben, daß die mit 2 und 3 bezeichnete tektonische Phase in der Hebung der Koralpe, den gewaltigen Schuttbildungen und in der Ausbildung jenes ausgedehnten Senkungsfeldes, in dem marine und lacustre, untermiocäne Absätze zur Ablagerung kamen, sich besonders ausprägt.

Die Bewegungsphasen 6—8 heben sich wiederum durch die Verdrängung des obersarmatischen Meeres bis in die Oststeiermark und durch die Ausbildung des so umfassenden pontischen Senkungsfeldes deutlich hervor.

Ein Vergleich der Höhenlage der Miocänablagerungen läßt ferner erkennen, daß die Hebung im SW am Possruk und an der südlichen Koralpe ihr bedeutendstes Ausmaß erreicht hat.

Es wurde bereits in einer vorläufigen Mitteilung hervorgehoben, daß die altmiocäne Hebung (im südlichen Mittelsteiermark) und die Ausbildung des tiefmiocänen Senkungsfeldes jenen Bewegungen Untersteiermarks annähernd gleich alt erscheinen, die dort die oligocänen

	Hebung in:	Senkung kennbar durch:
1. Vormiocän	?	Übergreifen der basalen marinen Mergel am Possruk
2. Nach Ablagerung der „basalen marinen Mergel“	Koralpe (mächtige Sedimentzufuhr)	Mittelsteirisches Becken der Foraminiferenmergelgruppe und der lacustren Ablagerungen. Horizont der Lignite von Pitten in weiten Regionen.
3. Nach Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe und Äquivalente.	Koralpe und Eibiswalder Becken	Schuttbildungen der Grunder Stufe zwischen Saggau und Sulm. Transgression derselben am Possruk. Vertiefung der Grunder Depression an vorgenannten Punkten.
4. Nach Ablagerung der Grunder Schichten	Koralpe, Possruk, Konglomeratzone zwischen Saggau und Sulm	Störungen von St. Egydi, Gamlitz, Ehrenhausen. Senkung im Sausalgebirge. Senkung von Friedberg—Pinkafeld.
5. Nach Ablagerung der zweiten Mediterranstufe	?	Transgression des sarm. am nördlichen Beckenrand. Übergreifen über meditt. Strandbildungen. Bruchlinie Wildon—Dobl—Mureck.
6. Nach Ablagerung der tieferen sarm. Schichten	Gebiet zwischen der Murlinie Graz—Spielfeld und Gleichenberger Eruptivgebiet	Ausbildung der Depression zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und der Hartberger Scholle. Transgredieren des Obersarmats dortselbst am Grundgebirge.
7. Nach (und während) der Ablagerung der obersarm. Schichten	Bei Grafendorf (Zwischen Hartberg und Friedberg).	Transgression der pont. Schichten am Günser Horst und der östl. Inselreihe.
8. Während und nach Ablagerung der pontischen Schichten im engeren Sinne	?	Ausbildung und Vertiefung des pontischen Senkungsfeldes. Flexur Radkersburg—Gleichenberg—Fernitz. Störungslinie Fünfing—Großpesendorf. Basalt-Tuffkranz. Basalt des Hochstraden.
9. Während und nach Entstehung der Belvedereschotter (= mittel-oberpontisch der ungarischen Geologen) Vorlevantinisch	—	Störungen der pontischen Basaltdecken, Brüche im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet. Jüngste Eruptionen im Klöcher Massiv.
10. Altlevantinisch?	—	Weiterausbildung und Störung des Senkungsfeldes in den östlichen Windischen Büheln zwischen Friedau—Luttenberg.

Schichten fast allerorts vormiocän (oder tiefmiocän) zu Faltenwellen aufgestaut hatten.

Desgleichen wurde angegeben, daß die vorobersarmatische (und obersarmatische) Hebung in Mittelsteiermark und die nachfolgende pontische Senkung mit der postmittelsarmatischen (zum Teil auch obersarmatischen) Faltung Untersteiermarks zeitlich koindiziert.

Da die untersteirische Zone von Süd gerichteten Faltenbewegungen beherrscht ist, wurde angenommen, daß die mittelsteirische Scholle südwärts an die untersteirische, sich faltende Zone angepreßt wurde.

Die im Tiefmiocän und im Spätsarmat im südlichen Mittelsteiermark besonders zum Ausdruck kommende Hebung erscheint demnach als das Ansteigen dieser Region bei der Faltung der südlich vorgelagerten untersteirischen Zone.

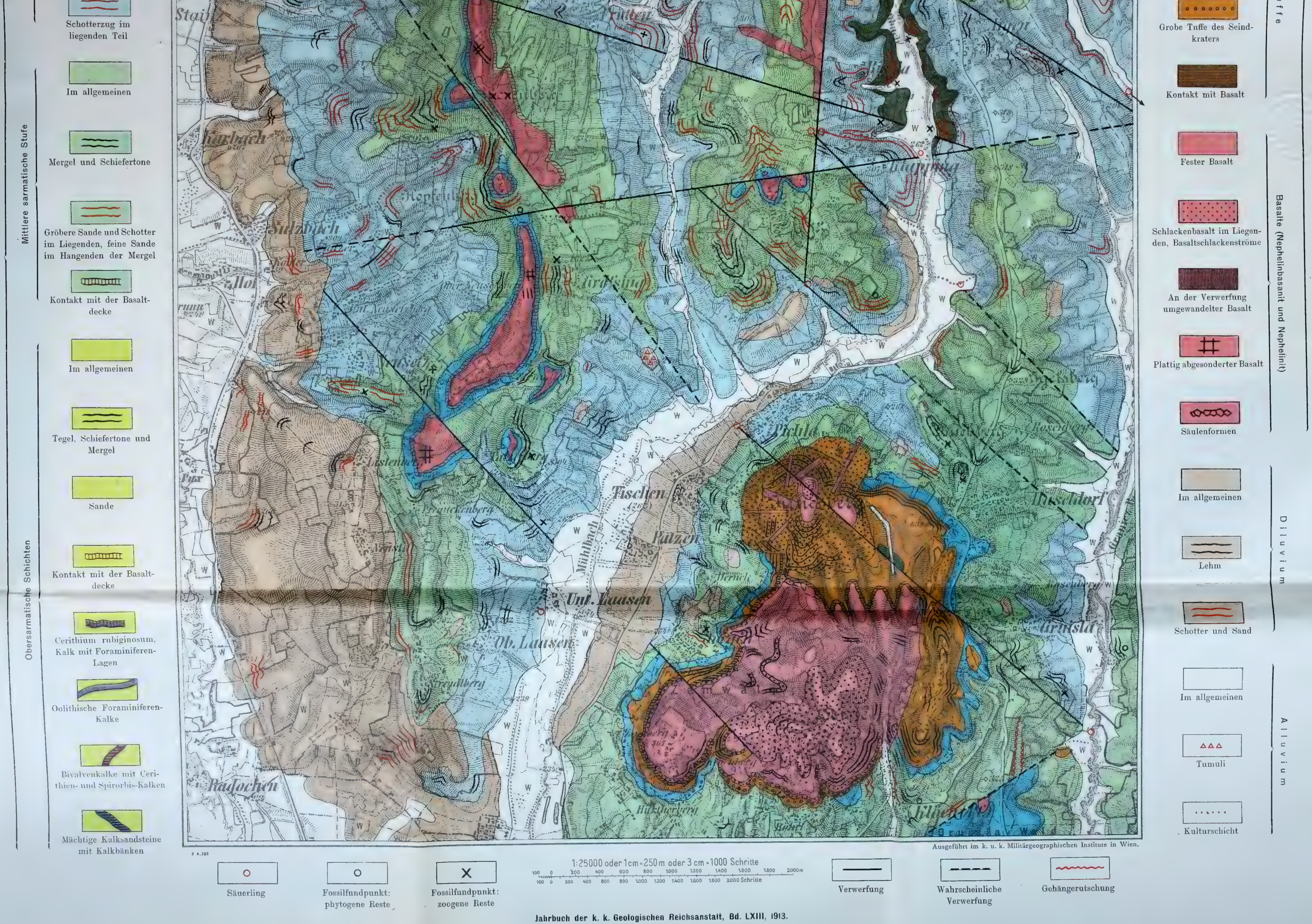
So fügen sich diese in jungtertiärer Zeit so verschieden gebauten tektonischen Zonen zu einer harmonischen Einheit zusammen, und erscheinen als Bauelemente jener ausgedehnten Regionen der südöstlichsten Alpen. In ihrem südlichen Teile, den Savefalten sind diese von südgerichteten Faltungen und Überkippungen der Schichtfolge, in ihrem nördlichen Teile, der mittelsteirisch-zentralkärntnerischen Scholle (und ihren Vorlagen) von Hebungen, die gegen die Savefalten an Ausmaß zunehmen und von nachfolgenden Senkungen beherrscht.

Das Bild, das ich von dem Schichtenaufbau und den Störungen in Mittelsteiermark entworfen habe, bedarf sicherlich noch manchen Ausbaus und mancher Begründung auf paläontologischer Grundlage. Ich glaube aber, daß sich dank der zahlreichen Arbeiten bisheriger Forscher, insbesondere der interessanten Aufnahmen Prof Hilbers und der Studien von Prof. Hoernes eine genügende Grundlage geschaffen war, um der schwierigen, aber sehr interessanten Frage der miocänen Tektonik dieses Gebietes näherzutreten. Ich hoffe in diesem Versuch einen Beitrag für deren Kenntnis geliefert zu haben.

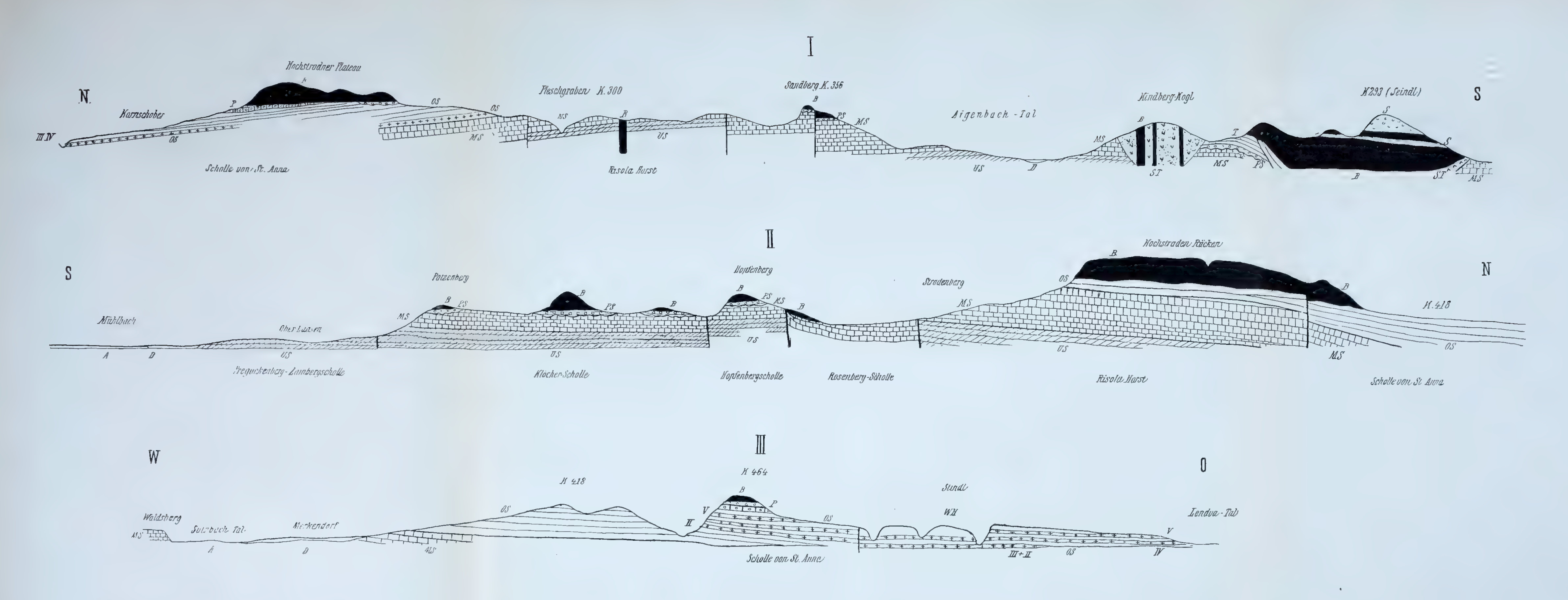
Inhaltsverzeichnis.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

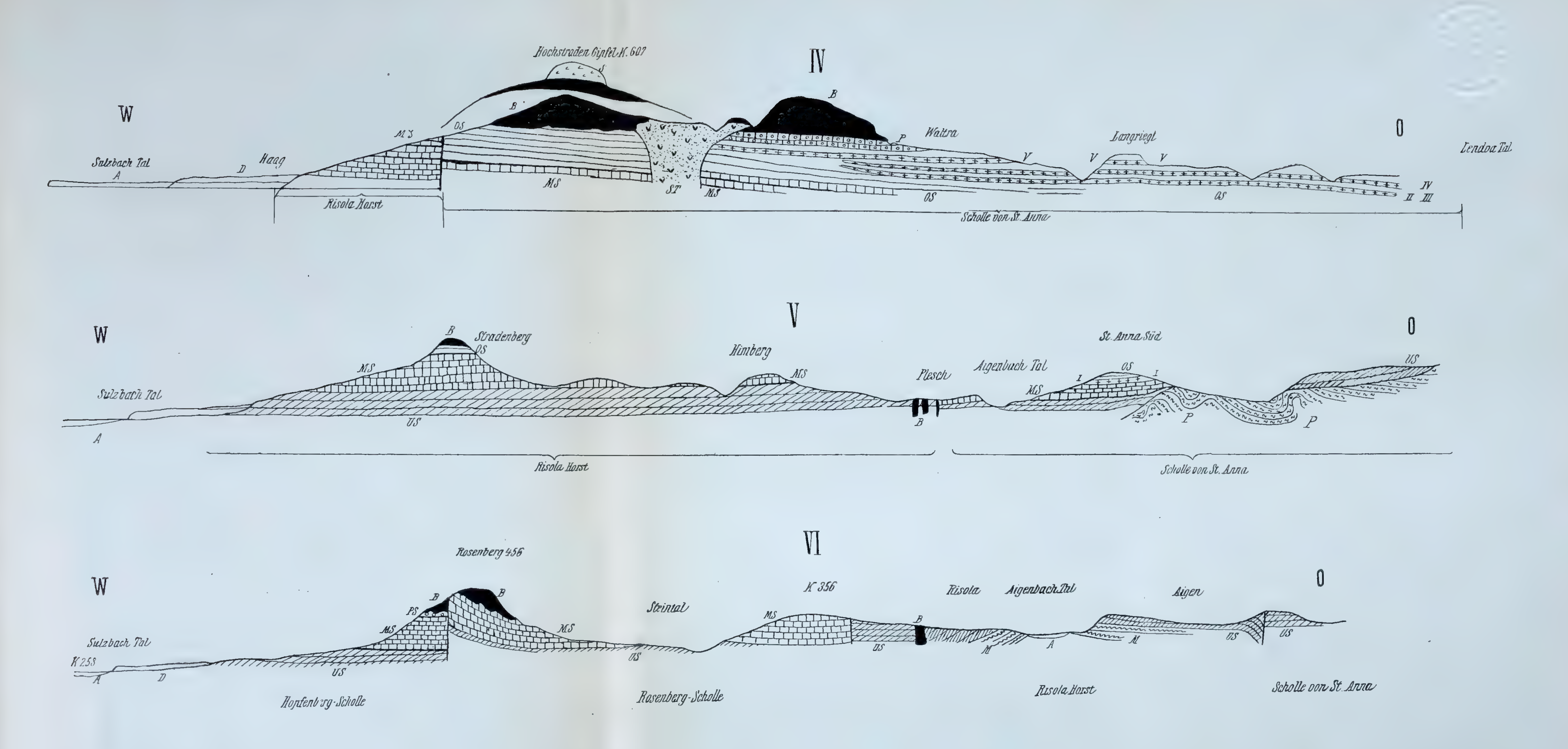
A. Winkler. Eruptivgebiet von Gleichenberg (Blatt: Hochstraden, St. Anna am Aigen und Klöch). Aufgenommen im Jahre 1912. Tafel XV.



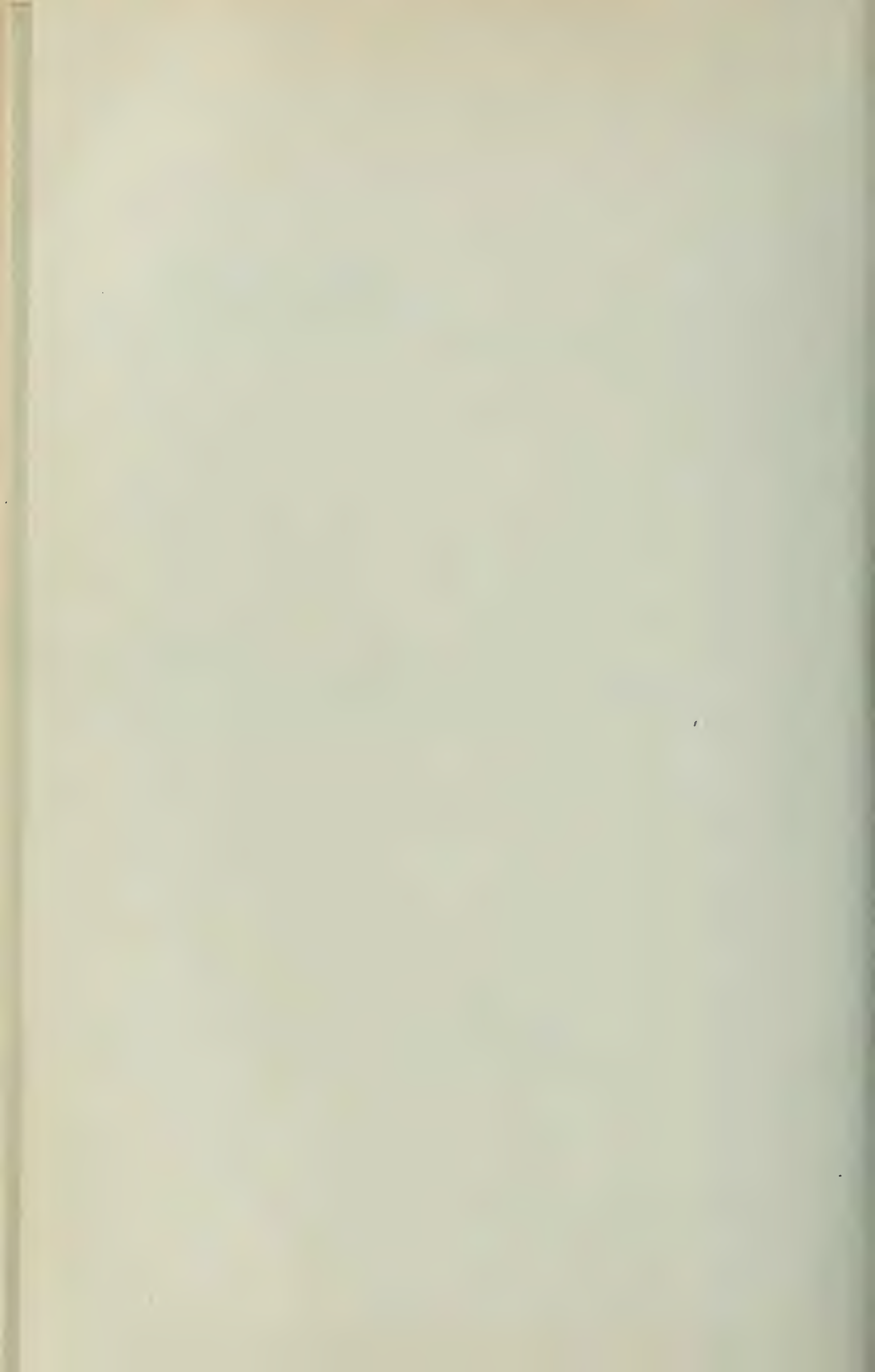
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

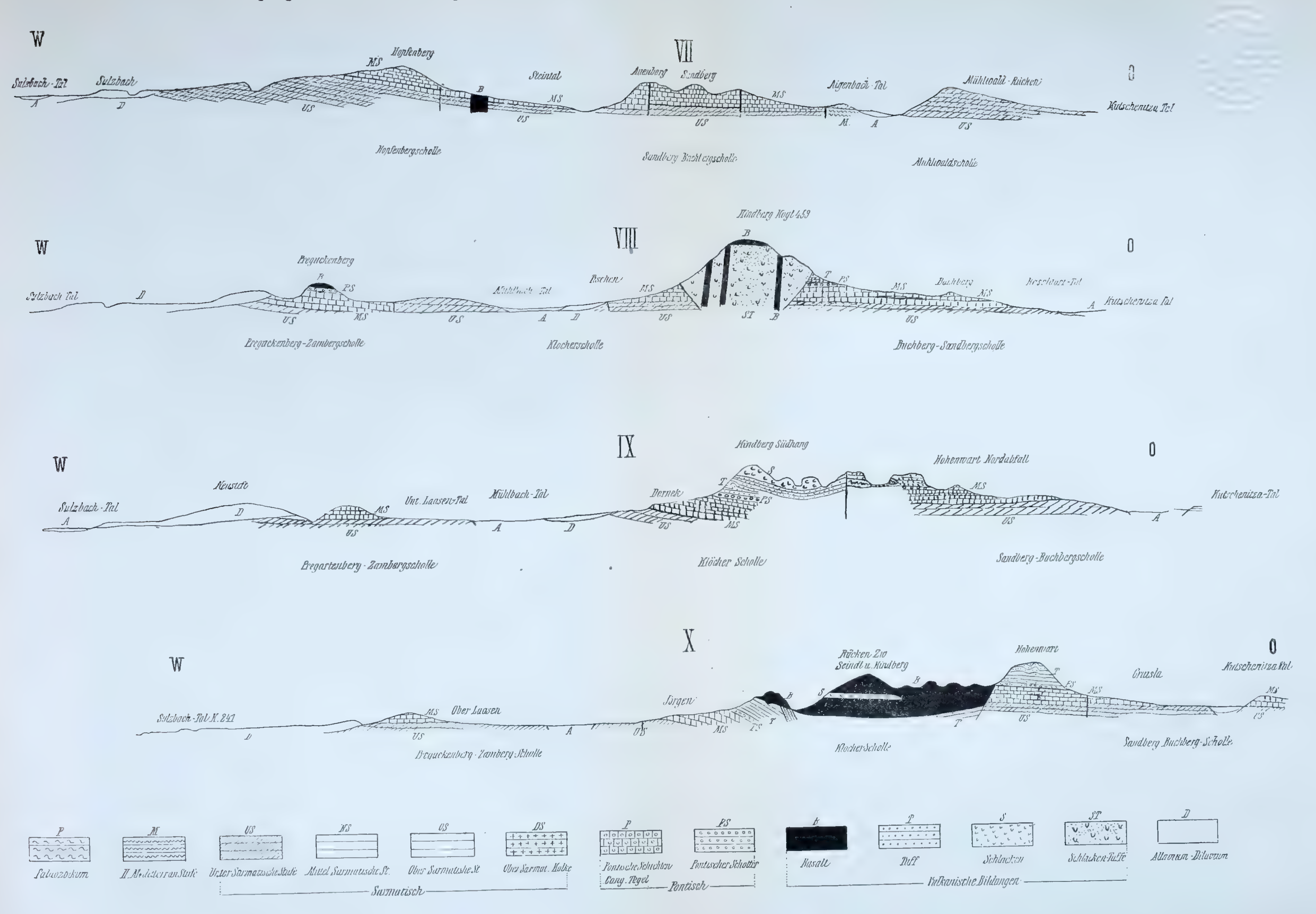

I
N.
S
Hochstradner Plateau
Karnschober
Scholle von St. Anna
Fleschgraben K. 300
Risola Horst
Sandberg K. 356
Aigenbach - Tal
Kindberg-Kogl
K 293 (Seindl)
II
S
N
Mühlbach
Ober Lasen
Patzenberg
Hopfenberg
Stradenberg
Hochstraden Rücken
K. 418
Gleichenberg-Lambergscholle
Klocher-Scholle
Hopfenbergscholle
Rosenberg-Scholle
Risola Horst
Scholle von St. Anna
III
W
O
Waldsberg
Sulzbach Tal
Merkendorf
K 418
K 464
Sundl
Lendva - Tal
Scholle von St. Anne



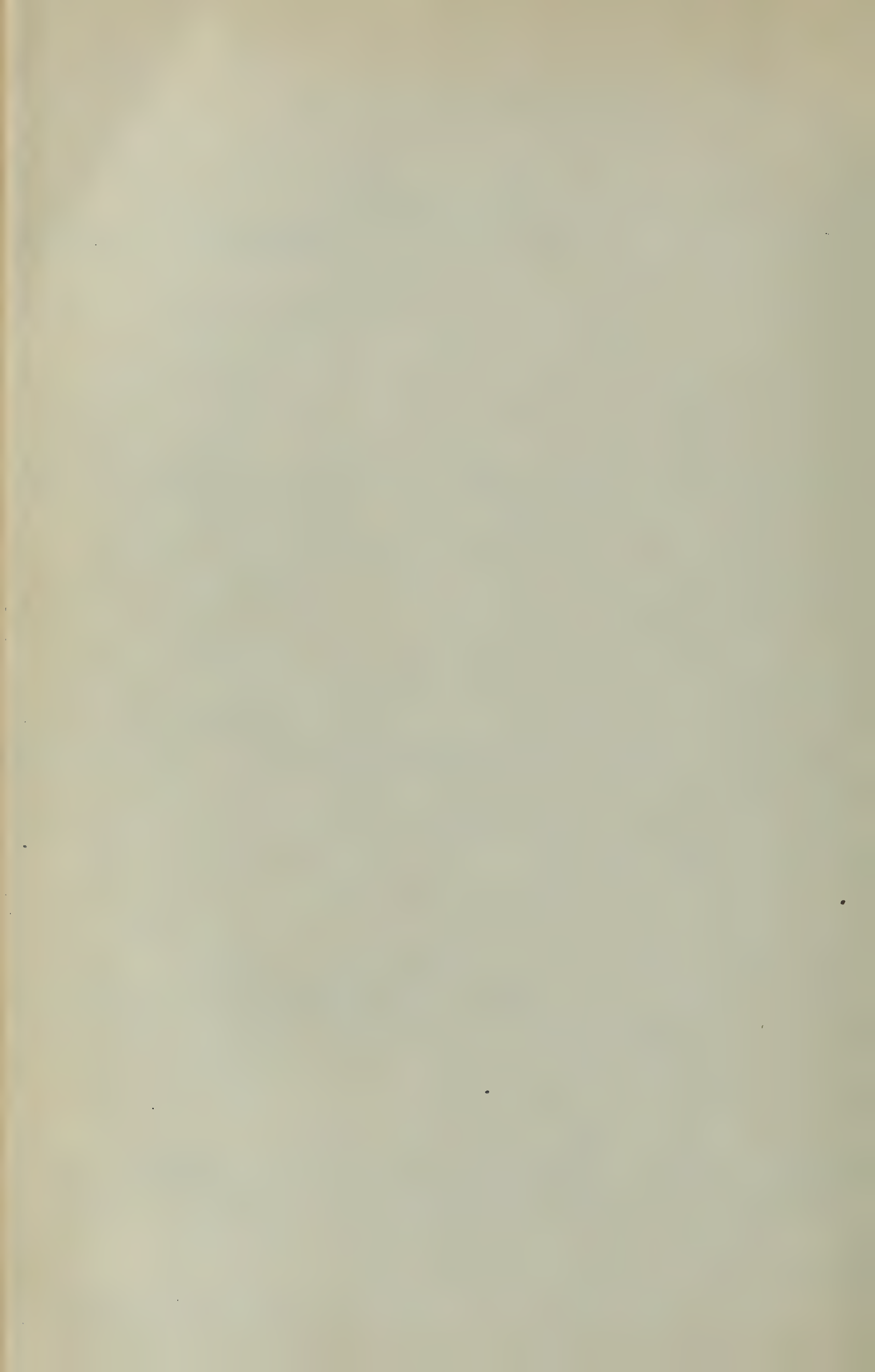


Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.





Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LXIII, 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



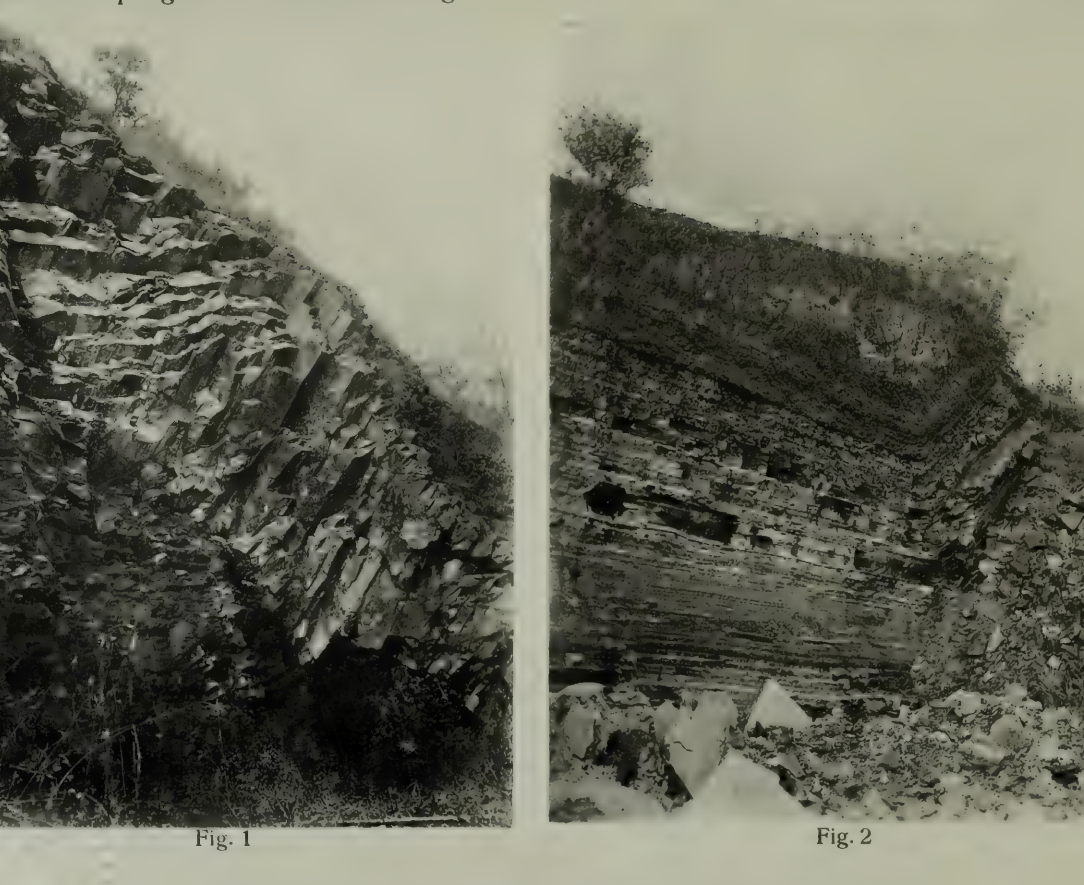


Fig. 1 Fig. 2

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskyasse 23.

Profile der mittelsarmatischen Schichten

I Klöch O	II Gruisla SW	III Buchberg	IV Jörgen N	V Patzerberg	VI Grössing	VII Hopfenberg S	VIII Neusetz S
Pontischer fluviatiler Schotter Sande 1 *m* Mergelbänke Pflanzenreste führende Schicht (Wasserpflanzen und Blätter) 2 *m* Mergel 2 *m* Tonmergel (feinsandig-glimmerig) 30 *cm* toniger Sand 75 *cm* diagonalgeschichteter Sand 3 *m* heller Schotter m. haselnußgroßen Geröllen	4 *m* Mergel (an der Straße) Austernbank 2 *m* feiner toniger Sand Mächtige Mergel mit Zwischenlagen von tonig-glimmerreichem Sand 5 *m* hellgelbgraue Tonmergel Kein Aufschluß Sand Untersarmatische fossilreiche Tegel	8 *m* äußerst fossilreiche blaue Tone Mehrere Meter Tonmergel Grüner Tegel mit 30 *cm* mächtiger Austernbank Keine Aufschlüsse Schieferton und sandige Schiefertone 3 *m* diagonal geschichteter Sand 1 *m* schottrige Sandschicht	4 *m* Tonmergel, sehr fossilreich 2 *m* feiner toniger Sand 20 *cm* schottriger Sand 50 *cm* feiner toniger Sand 1 *m* Wechsel von tonigen u. schottrigem Sand	Mergel, hellgrau 1 *m* toniger Sand, eisenschüssig 5 *m* blaugraue Mergel Grauer plattiger Tegelmergel mit Fossilien	Basalt 7 *m* tonig-glimmerreicher Sand 2 *m* schottrige Sande Gelber schottriger Sand Keine Aufschlüsse Brauner Sand 25 *m* typischer Tonmergel mit Fossillagen 2 *m* brauner Sand und schottriger Sand (Ort Grössing)	Basalt 2 *m* Sand 1 *m* braune und graue sandige Schiefertone 10 *m* schön geschichtete typische Tonmergel mit Pflanzenreste führenden Lagen (Wasserpflanzen)	Pontischer Schotter im Liegenden des Basalts 5 *m* fossilreicher Mergel 5 *m* graue sandige Schiefertone 10 *m* schön gebänderter hellgrauer Tonmergel 20 *m* Sand mit konkretionären Sandsteinbänken 2 *m* Schiefertone und sandige Schiefertone mit Fossilien Dünne Schotterlage 8 *m* fossilführende Sandsteinbänke 2 *m* feiner gelber Sand 10 *m* feine Sande Untersarmatischer grüner Tegel (im Bachbett sichtbar)

Profil[e der obersarmatischen Schichten]

I St. Anna SW	II Graben St. Anna W	III St. Anna N Fahrweg ins Aigental	IV St. Anna N Graben SW von K 365	V St. Anna N Graben W von K. 365	XI St. Anna Graben NW vo
Sande (Ortsstraße) **IV. Kalk** (bei der Schule) 10 *m* feine Sande **III. Kalk** mit Kalksandstein (unterhalb Kirche) 15 *m* Sand **II. Kalk** (in Lesestücken) 25 *m* grüner Tegel mit konkret. Sandstein 50 *cm* **I. Kalk** mit Foraminiferenlagen	75 *cm* **IV. Kalk** 2 *m* Sand Feste Sandsteinbank 1 *m* Sand Sandsteinbank 18 *m* Sande **III. Oolith. Foraminiferenkalk** Feste Kalksandsteine Sandiger Schieferton 8 *m* Sand Schieferton mit Muscheln	20 *m* Schiefertone m. Sanden 4 *m* gelbbrauner Sand Sand u. Schotter mit Bergmehlkonkretionen 1 *m* Sand Graue Mergellage 2 *m* Sand **V. Kalk** { 1·20 *m* Oolith; 30 *cm* Bivalv. und Gastropodenkalk; 30 *cm* Oolith } 5 *m* Kalksandsteine 15 *m* Sande 2 *m* Schieferton Dünne Muschelkalklage Sand mit Schiefertonlagen Grüner Schieferton mit Hydrobien und *Lymnaeus.* **IV. Kalk** 40 *cm* mächtiger Muschelkalk 3 *m* Sand 1 *m* grüner Tegel mit *Potamides mitralis* 2 *m* grüner Tegel mit Muscheln **III. Oolith. Kalk** (4 *m* Foraminiferenkalk) m. Cardien Grüne schiefrige Sande Muscheltegel Schmale Muschelkalklage Grüner Sand mit *Potamides* und *Tapes* Harte Sandsteinbank Grüner Tegel	3 *m* sandiger Tegel Steinmergel Tegel Steinmergelbank 20 *cm* fossilreicher Sand Grüner Tegel **IV. Kalk** Muschelkalk mit grobem oolithartigem Spirorbis kalk 7 *m* gelber Sand Kalklage mit *Potamides* **III. Mächtiger Oolithkalk** (Foraminiferenkalk)	2 *m* Sand mit Schieferton 1 *m* toniger Sand Fester sandiger Steinmergel 3 *m* Tegel mit Sand 8 *m* Sande Grüne Tegellagen **IV. Kalk** Muschelkalk äußerst fossilreich Sand mit *Tapes* *Cardium, Trochus* *Potamides* 6 *m* Sand	Schieferton Sand **V. Kalk** 2 *m* Sand mit F Muscheltegel 15 *m* Sand Feste Sandsteinb 10 *m* Sand **IV. Muschelkal** 12 *m* Sand **III. Ool. Foran** kalk 10 *m* Sand **II. Ool. Foram** kalk mit Kalksa

Profile der mittelsarmatischen Schichten

IX Hopfenberg N	X Rosenberg W	XI Gießelsdorf N	XII Plesch N	XIII Auenberg	XIV Sandberg	XV Waldsberg
Pontischer Flußschotter Mehrere Meter feine Sande 40 *m* { mächt. schön gebänd. Tonmergel; feste Steinmergelbank; grüner Schieferton mit Sandlagen } 10 *m* toniger Sand m. Quarzschotterlagen	Basalt mit geringmächtiger Unterlage von pontischem Schotter 4 *m* brauner Sand 1 *m* grünlicher Schieferton 4 *m* Sand und Schotter 2 *m* feingeschichtete Sande 3 *m* tonige ungeschichtete Sande 4 *m* feiner Sand 1 *m* kleiner Schotter 2 *m* grünlicher Schieferton m. tonigem Sand 2 *m* Schieferton mit tonigem Sand wechselnd 1 *m* toniger Sand 2 *m* Sande mit festen Kalkmergelbänken 3 *m* feine bröcklige Sande 6 *m* schöngebänderte Tonmergel mit wenig mächtigen Sandlagen 2 *m* grüner Tegelmergel 8 *m* schöngebänderte Tonmergel 2 *m* sehr fossilreiche hellgraue Tonmergel 1 *m* toniger Sand Keine Aufschlüsse 1 *m* sandiger Mergel mit braunen Sandlagen wechsellagernd 2 *m* fetter, tegeliger Schieferton mit Pflanzenresten (Schilfresten) 2 *m* toniger Sand 3 *m* diagonalgeschichteter Sand 2 *m* Schotter mit haselnußgroßen Geröllen 2 *m* Schotter mit Tegeleinschlüssen 1 *m* grünlicher Sand 1 *m* toniger Sand 3 *m* Sand 10 *m* untersarmatische grüne Tegel	Mächtige tonige Sande 10 *m* Tonmergel Kalkhaltige Sandsteinbank m. Foss. Sandiger Schieferton mit Blattresten Schieferton fossilreich 15 *m* Sande Sandige Schieferton Untersarmatische Tegel u. Schiefertone	Obersarmatische Sande Sande 20 *m* mächtige Tonmergel mit graugrünen Schiefertonen 10 *m* Tonmergel Tonige Sande Untersarm. Tegel im Ort Plesch	20 *m* mächtige tonige Sande 5 *m* gebänd. heller Mergel 15 *m* hellgraue plattige Mergel und Tonmergel Fetter schiefriger Tegel 6 *m* glimmrige schöngeschichtete Sande Lage von grauem Schieferton 10 *m* grünlich toniger Sand 1 *m* brauner Sand 15 *m* Sand Untersarmat. Tegel	Basalt und pliocäne Lehme 30 *cm* grüner Tegel 25 *m* tonige Sande mit geringen Lagen von Schieferton u. Tegel 1 *m* Schieferton 5 *m* hellgraue gebänderte Mergel 2 *m* grauer toniger Sand 3 *m* graue schön gebänd. Tonmergel Graugrüne fette Mergel 10 *m* kein Aufschluß 6 *m* Sande mit Diagonalschichtung Sande m. schottrigen Schichten	? 10 *m* fossilleerer hellgrauer Sand mit einer Mergellage 2 *m* schiefrige Sande 3 *m* brauner sand. Schieferton mit Wurzelhorizont 3 *m* grüner mergel. Schieferton mit Schilfpflanzen u. Süßwassermollusken Sandiger Schieferton Sand und Schotter Untersarmat. Tegel

Profile der obersarmatis[chen Schichten]

VI Schirrenkogl W	VII Scheminberg S	VIII Graben W der Scheminkapelle	IX Graben NW der Scheminkapelle	X Graben von K. 360 nach NO
V. Kalk aus Bivalven und Gastropodensteinkernen mit Oolithlagen Kalksandstein 20 *m* Sand 20 *cm* feste Tegellage 1 *m* *Potamides*-reicher, graublauer sand. Tegel 50 *cm* Muschelsand **IV. Kalk** Muschelkalk mit grobem, oolithähnlichem *Spirorbis*-kalk	Basaltdecke d. Hochstraden 25 *m* Sand Grauer Schieferton 75 *cm* toniger Sand 30 *cm* sandiger Schieferton Sandlagen 1·20 *m* grauer sandiger Schieferton Grünlicher Schieferton **IV. Oolithischer** *Spirorbis*-Muschelkalk 75 *cm* 15 *cm* Muschelsand 10 *cm* Sand mit *Potamides* **III. Kalk** Reiner Oolith Sand 1 *m* sandiger Schieferton **II. Kalk** Wenig mächtiger oolith. Foraminiferenkalk Oolith. Kalksandstein	Sande **II. Kalk.** Oolith. Foraminiferenkalk Mächtige Kalkmergel 2 *m* tonige Sande 6 *m* Sande und Tone 2 *m* Tegel mit Fossilien Grauer Mergel mit Steinkernen Sand mit *Potamides*-Lage 4 *m* feiner gelber Sand 30 *cm* Sandstein mit Fossilien *Cardium, Tapes, Potamides*	6 *m* Sand 4 *m* schottriger Sand 1 *m* feiner glimmriger Sand Bräunliche sandige Schiefertonlage m. Pflanzenresten 1 *m* grünlich sand. Schieferton 3 *m* Sande. Schiefr. Sande 1 *m* sandiger Schieferton 3 *m* tiefgrüner Tegel **IV. Kalk.** Muscheln- und Gastropodenreicher Kalk Grob, oolithartig 6 *m* Sand 2 *m* grauer Schieferton **III. Kalk** Reiner oolithischer Foraminiferenkalk Kalkmergel 8 *m* Sand m. grünem Tegel **II. Kalk.** Reiner Foram.-Oolith 1·20 *m* 2 *m* fossilreiche Schiefertone und sand. Schiefertone mit Mergelbänken 1 *m* Mergel mit Fossilien Grüner Schieferton	Eisenschüssige Sande mit Konkretionen 2 *m* grüner Sand 20 *cm* grüner Schieferton **V. Kalk** mit Cardien, *Tapes* und *Potamides*-Abdrücken Mächtige Kalksandsteine m. Fließwülsten Oolithische Kalklage 30 *m* Sand mit Schotterlagen 3 *m* Sand mit Diagonalschichtung 30 *cm* sandiger Schieferton mit Pflanzenresten 1 *m* grüner zäher Schieferton 30 *cm* schottriger Sand 1 *m* toniger Sand 1 *m* sandiger Schieferton 40 *cm* graublauer zäher Tegel mit *Potamides*, Cardien **IV. Kalk** 1 *m* *Spirorbis*-Kalk (Grober Oolith m. Muscheln) 8 *m* toniger Sand 50 *cm* grauer Schieferton mit 3 Cardienlagen 30 *cm* grüner Schieferton 60 *cm* toniger Sand **III. Kalk.** Oolith 1 *m* 3 *m* *Tapes*-führender Sand

NB. Die Mächtigkeiten und die detaillierte Gliederung entsprechen natürlich nur annähernd den wirklichen Verhältnissen und mußten an den aufschluß

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Profile der obersarmatischen Schichten

…a W	III St. Anna N Fahrweg ins Aigental	IV St. Anna N Graben SW von K 365	V St. Anna N Graben W von K. 365	XI St. Anna N Graben NW von K. 397	XII St. Anna N Graben NO von K. 397	XIII St. Anna N Graben O von K. 365	XIV Graben O von Langriegl	XV Graben Langriegl NO	XVI Waldra NW (Graben Ost des Stindlwirt)	XIX u. XX Waldragräben	XXIV Teufelsmühle (Steinbach Süd)
	20 *m* Schiefertone m. Sanden 4 *m* gelbbrauner Sand Sand u. Schotter mit Bergmehlkonkretionen 1 *m* Sand Graue Mergellage 2 *m* Sand			Schieferton Sand				Sande		**Basalt** Sand Congerien Tegel mit *C. ornithopsis*	Basalttuff 5 *m* Congerientegel 1·50 *m* Schiefertone 2 *m* sandiger Schieferton 2 *m* Sand mit eisenreichen Lagen Schiefrige Sande Sandiger Schieferton mit *Card. Cerith.* Mergelbank 2 *m* grauer schiefr. Sand 1 *m* grünlichgrauer resch. Sand Schiefrige Sande Mehrere Meter feiner weißer Sand Tegel u. Schieferton, fossilleer
	V. Kalk { 1·20 *m* Oolith 30 *cm* Bivalv. und Gastropodenkalk 30 *cm* Oolith } 5 *m* Kalksandsteine 15 *m* Sande 2 *m* Schieferton Dünne Muschelkalklage Sand mit Schiefertonlagen Grüner Schieferton mit Hydrobien und *Lymnaeus.*	3 *m* sandiger Tegel Steinmergel Tegel Steinmergelbank 20 *cm* fossilreicher Sand Grüner Tegel	2 *m* Sand mit Schieferton 1 *m* toniger Sand Fester sandiger Steinmergel 3 *m* Tegel mit Sand 8 *m* Sande Grüne Tegellagen	**V. Kalk** 2 *m* Sand mit Foss. Muscheltegel 15 *m* Sand Feste Sandsteinbank 10 *m* Sand	**V. Kalk** (Verlassene Brüche) 24 *m* Sand m. Steinmergelbänken	**V. Kalk** (lose Blöcke) Mächtiger brauner Sand 30 *m* Gastr. und Bivalvenkalklage Sand mit Muscheln	Mächtiger Sand mit Schotterlagen Toniger Sand 4 *m* sand. Schieferton 1 *m* grüner Tegel	**V. Kalk** Mächtige Sande Grauer Schieferton Fester grüner Schieferton Sand Sandiger Schieferton Bivalventegel	Sande 2 *m* Tegel mit Biv. 3 *m* Sand 3 *m* grüner Schieferton 1 *m* tiefgrüner Tegel mit *Cerithium* Sand mit Schieferlagen	2 *m* sandiger Schieferton 1 *m* grünl. Schieferton 3 *m* feiner toniger Sand 20 *m* keine Aufschlüsse	Schieferton mit Sandlagen
k bank	**IV. Kalk** 40 *cm* mächtiger Muschelkalk 3 *m* Sand 1 *m* grüner Tegel mit *Potamides mitralis* 2 *m* grüner Tegel mit Muscheln	**IV. Kalk** Muschelkalk mit grobem oolithartigem Spirorbiskalk 7 *m* gelber Sand Kalklage mit *Potamides*	**IV. Kalk** Muschelkalk äußerst fossilreich Sand mit *Tapes* *Cardium, Trochus* *Potamides* 6 *m* Sand	**IV. Muschelkalk** 12 *m* Sand	**IV. Muschelkalkbank** Grauer Schieferton Sand	**IV. Kalk** 7 *m* brauner Sand	**IV. Kalk** 7 *m* Sand	**IV. Kalk** *Spirorbis*-Muschelkalk 30 *cm* Cerithiensand 7 *m* Sand mit Sandsteinbänken	**IV. Kalk** (Muschelkalk) 3 *m* Sand Muschelsandlage 1 *m* Sand mit Muscheln 2 *m* Sand Feste Bank 1·5 *m* gelber Sand mit *Cerithium* *Tapes*-Sand	Fester Mergel 3 *m* grauer toniger Sand 50 *cm* grüner fest. Schieferton 30 *cm* sandiger Schieferton 30 *cm* schiefriger Sand 8 *m* toniger Sand 1 *m* Biv.-Tegel 4 *m* sandiger Schieferton 2 *m* fester fetter Tegel 1 *m* Foram. Muschelsand 4 *m* gelbe Mergel	**III. Ool. Foraminiferenkalk** Schiefriger Sand Sandiger Schieferton ? **II.** Harte Sandsteinbank und Kalk Sandiger Schieferton mit Bivalven Cerithiensand mit *Neritina* Pflanzenführender kohliger Tegel 2·50 *m* Sand 2 *m* grauer toniger Sand m. eisenschüssigen Lagen Graugrüner Tegel mit Pflanzenresten
ora- k teine rton Mu-	**III. Oolith. Kalk** (4 *m* Foraminiferenkalk) m. Cardien Grüne schiefrige Sande Muscheltegel Schmale Muschelkalklage Grüner Sand mit *Potamides* und *Tapes* Harte Sandsteinbank Grüner Tegel	**III. Mächtiger Oolithkalk** (Foraminiferenkalk)		**III. Ool. Foraminiferenkalk** 10 *m* Sand	**III. Ool. Foraminiferenkalk** 3 *m* 10 *m* Sand	**III. Ool. Foraminiferenkalk** 3 *m* 15 *m* Sand	**III. Ool. Foraminiferenkalk** 15 *m* Sand	**III. Reiner Oolith** (Foram.) Sande	**III. Ool. Foraminiferenkalk**	Schiefriger Sand 8 *m* toniger Sand, diagonal geschichtet mit Schotterlagen 2 *m* grüner Tegel 1 *m* brauner Sand 2 *m* tiefgrüner Tegel	Keine Aufschlüsse
				II. Ool. Foraminiferenkalk mit Kalksandsteinen	**II. Ool. Foraminiferenkalk** 1 *m* mit Kalksandsteinen	**II. Ool. Foraminiferenkalk** m. Kalksandsteinen und Mergeln	**II. Ool. Foraminiferenkalk** mit mächtigen fossilreichen Steinmerg.			1 *m* **IV. Kalk** 2 *m* Kalksand mit *Tapes* 6 *m* feiner toniger Sand mit Muschellagen Lumachellbank 4 *m* toniger Sand Mergelbank 8 *m* graugelber Sand mit mit Fossilien Kalkmergel **III. Kalk.** (Harnisch) 30 *cm* Muschelsand 5 *m* toniger Sand mit Muscheln Verwerfung Grünlicher fossilleerer Sand *Tapes*-Schicht 4 *m* toniger Sand mit Cerithien 1 *m* fossilreiche Kalksandsteinbank 2 *m* grüner plast. Tegel **IV. Kalk** mit Kalkmergel Grünlicher Schieferton	Grünliche und bräunliche Sande und Schiefertone

Profile der obersarmatischen Schichten

VII …eminberg S	VIII Graben W der Scheminkapelle	IX Graben NW der Scheminkapelle	X Graben von K. 360 nach NO	XVII Jamm S	XVIII Graben W des Stindlwirt	XXI Waldra N (Jamm W)	XXII Östl. von Kornschober	XXIII Steinbach SO	XXV. Höllischgraben Gießelsdorf N
…ke d. Hochstraden …d …chieferton …iger Sand …diger Schieferton …rauer sandiger …rton …r Schieferton	-	6 *m* Sand 4 *m* schottriger Sand 1 *m* feiner glimmriger Sand Bräunliche sandige Schiefertonlage m. Pflanzenresten 1 *m* grünlich sand. Schieferton 3 *m* Sande. Schiefr. Sande 1 *m* sandiger Schieferton 3 *m* tiefgrüner Tegel	Eisenschüssige Sande mit Konkretionen 2 *m* grüner Sand 20 *cm* grüner Schieferton **V. Kalk** mit Cardien, *Tapes* und *Potamides*-Abdrücken Mächtige Kalksandsteine m. Fließwülsten Oolithische Kalklage 30 *m* Sand mit Schotterlagen 3 *m* Sand mit Diagonalschichtung 30 *cm* sandiger Schieferton mit Pflanzenresten 1 *m* grüner zäher Schieferton 30 *cm* schottriger Sand 1 *m* toniger Sand 1 *m* sandiger Schieferton 40 *cm* graublauer zäher Tegel mit *Potamides*, Cardien	Mächtige Sande mit Schiefertonen 10 *m* Sand m. feinen Muscheln 6 *m* Sand Pflanzenführender Schieferton 2 *m* grauer Schieferton 2 *m* toniger Sand 3 *m* blauer Tegel	Mächtige Sande m. Schiefertonlagen Grauer Schieferton m. Biv. und Gastropoden 1 *m* diagonal geschichteter eisenschüssiger Sand 30 *cm* grüner Bivalventegel	Mächtige Sande 4 *m* eisenschüssige Sande diagonal geschichtet Schiefrige Sande Keine Aufschlüsse	Sandiger Schieferton 8 *m* fossilleerer Sand 1 *m* grüner Schieferton		Basalt des Hochstraden 10 *m* keine Aufschlüsse Sand 1 *m* sandiger Schieferton und Mergel 1 *m* Sand Fester blaugrauer Mergel mit Fossilien (Rutschflächen) 2 *m* toniger Sand 2 *m* glimmerarmer Mergel 10 *m* Mergel, hellgrau Grünlicher Mergel Kalkbank mit *Card. plic. obsol.* etc. Foraminiferenkalk 7 *m* Sand mit Sandsteinbanken 2 *m* gelbgrauer Schieferton 1·50 *m* Sand Feste Sandsteinbank 4 *m* Sand mit Schieferton im Hangenden (mit Konkretionen und Mergelbrocken)
…lischer *Spirorbis*-kalk 75 *cm* …schelsand …d mit *Potamides*		**IV. Kalk.** Muscheln- und Gastropodenreicher Kalk Grob, oolithartig 6 *m* Sand 2 *m* grauer Schieferton	**IV. Kalk** 1 *m* *Spirorbis*-Kalk (Grober Oolith m. Muscheln) 8 *m* toniger Sand 50 *cm* grauer Schieferton mit 3 Cardienlagen 30 *cm* grüner Schieferton 60 *cm* toniger Sand	**IV. Kalk** Grüner Tegel mit Cerithien 1 *m* brauner Cerith.-Sand 30 *cm* Biv.-Gastrop.-Schicht 1 *m* grauer toniger Sand	**IV. Kalk** (Bivalven und Gastropoden) Sehr fossilreicher Sand Tonige Sande	**IV. Kalk** *Potamides*-Schicht 5 *m* tonige Sande Kalklage 2 *m* sandiger Schieferton mit Fossilien, graugrün	**IV. Kalk** 10 *m* Oolith. Sand m Kalklagen 3 *m* grüner Sand mit Biv. 1 *m* fetter grüner Tegel 20 *cm* fossilführ. Schieferton Kalkmergel 4 *m* toniger Sand mit Muschellagen 3 *m* grüner Schieferton	**IV. Kalk** Bivalven-Cerith. Sandstein 1 *m* grüner Mergel mit Fossilien 2 *m* graugrüner Tegel Blauer Tegel mit *Modiola Letochae* 15 *m* Sand 1 *m* grauer Tegel 1 *m* *Cerithium*-Tegel *Cerithium* u. Bivalventegel	2 *m* grünlich sand. Schieferton 2 *m* hellgrauer Mergel 1 *m* fester splittriger Kalkmergelsand 2 *m* Mergel 30 *cm* toniger Sand 2 *m* grünlich. sand. Schieferton Untersarm. { 4 *m* blaugrauer Tegel mit *Mactra* 5 *m* grauer sandiger Tegel *Potam. mitralis* 7 *m* grüner Tegel mit *Cardium, Syndesmia, Buccinum* } Untersarmatische Schichten
…t …lith …ger Schieferton …ichtiger oolith. …ferenkalk …lksandstein	Sande **II. Kalk.** Oolith. Foraminiferenkalk Mächtige Kalkmergel 2 *m* tonige Sande 6 *m* Sande und Tone 2 *m* Tegel mit Fossilien Grauer Mergel mit Steinkernen Sand mit *Potamides*-Lage 4 *m* feiner gelber Sand 30 *cm* Sandstein mit Fossilien *Cardium, Tapes, Potamides*	**III. Kalk** Reiner oolithischer Foraminiferenkalk Kalkmergel 8 *m* Sand m. grünem Tegel **II. Kalk.** Reiner Foram.-Oolith 1·20 *m* 2 *m* fossilreiche Schiefertone und sand. Schiefertone mit Mergelbänken 1 *m* Mergel mit Fossilien Grüner Schieferton	**III. Kalk.** Oolith 1 *m* 3 *m* *Tapes*-führender Sand			**III. Ool. Foraminiferenkalk** 8 *m* feiner grauer Sand 3 *m* Schieferton mit Foss.	**III. Ool. Foraminiferenkalk**		

…natürlich nur annähernd den wirklichen Verhältnissen und mußten an den aufschlußarmen Partien schematisch dargestellt werden.

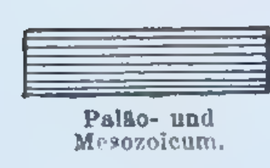
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913

…rlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Übersichtskarte des Tertiärgebiets von Mittelsteiermark.

Mit Berücksichtigung der publizierten geologischen Aufnahmen von V. Hilber, K. v. Terzaghi, H. Leitmeier, K. Fabian und jener der k. ung. Geologischen Reichsanstalt nach eigenen Aufnahmen und Begehungen zusammengestellt von A. Winkler.

Maßstab: 1:200.000.

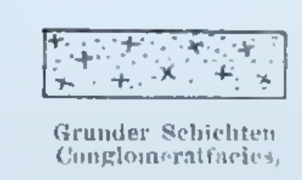

Paläo- und Mesozoicum.


Basale marine Mergel.

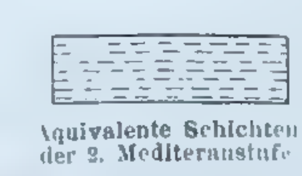

Foraminiferenmergel-gruppe

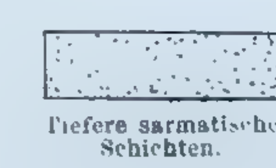

Süßwasserschichten von Eibiswald etc.


Grunder Schichten (Florianer Tegel)


Grunder Schichten Conglomeratfacies,


Leithakalke der 2. Mediterranstufe.

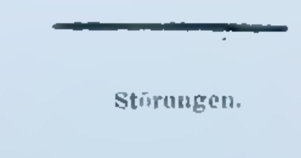

Äquivalente Schichten der 2. Mediteranstufe


Tiefere sarmatische Schichten.

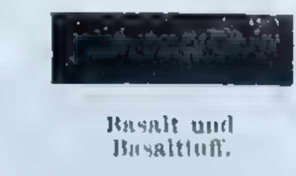

Obersarmatische Schichten.


Pontische Schichten.

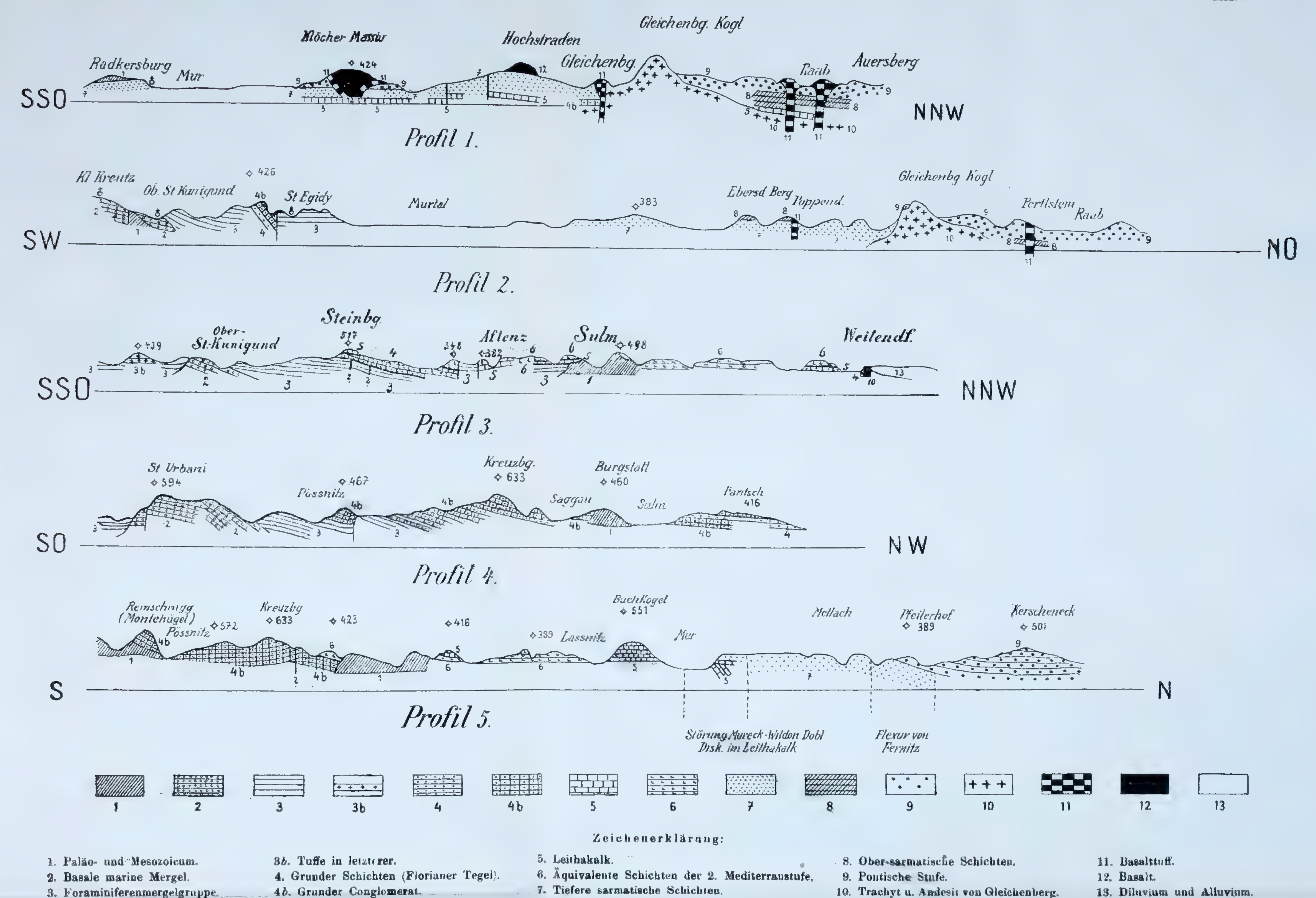

Streichen und Fallen.


Störungen.


Trachytandesit von Gleichenberg.


Basalt und Basalttuff.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.


Profil 1.
SSO
NNW
Radkersburg
Mur
Klöcher Massiv
424
Hochstraden
Gleichenbg.
Gleichenbg. Kogl
Raab
Auersberg
Profil 2.
SW
NO
Kl. Kreutz
Ob. St. Kunigund
426
St. Egidy
Murtal
383
Ebersd. Berg
Toppend.
Gleichenbg. Kogl
Pertlstein
Raab
Profil 3.
SSO
NNW
439
Ober-St.-Kunigund
Steinbg.
517
348
Aflenz
382
Sulm
498
Weitendf.
Profil 4.
SO
NW
St. Urbani
594
Possnitz
467
Kreuzbg.
633
Saggau
Burgstall
460
Sulm
Fantsch
416
Profil 5.
S
N
Remschnigg
(Montehügel)
Possnitz
572
Kreuzbg
633
423
416
389
Lassnitz
Buchkogel
551
Mur
Mellach
Pfeilerhof
389
Kerscheneck
501
Störung Mureck-Wildon Dobl
Disk. im Leithakalk
Flexur von
Fernitz
Zeichenerklärung:
1. Paläo- und Mesozoicum.
2. Basale marine Mergel.
3. Foraminiferenmergelgruppe.
3b. Tuffe in letzterer.
4. Grunder Schichten (Florianer Tegel).
4b. Grunder Conglomerat.
5. Leithakalk.
6. Äquivalente Schichten der 2. Mediterranstufe.
7. Tiefere sarmatische Schichten.
8. Ober-sarmatische Schichten.
9. Pontische Stufe.
10. Trachyt u. Andesit von Gleichenberg.
11. Basalttuff.
12. Basalt.
13. Diluvium und Alluvium.

Gliederung der Miocänablagerungen in dem Becken von St. Florian (Sausalbucht), in den Windischen Büheln und in Oststeiermark.

(Profiltabelle I.)

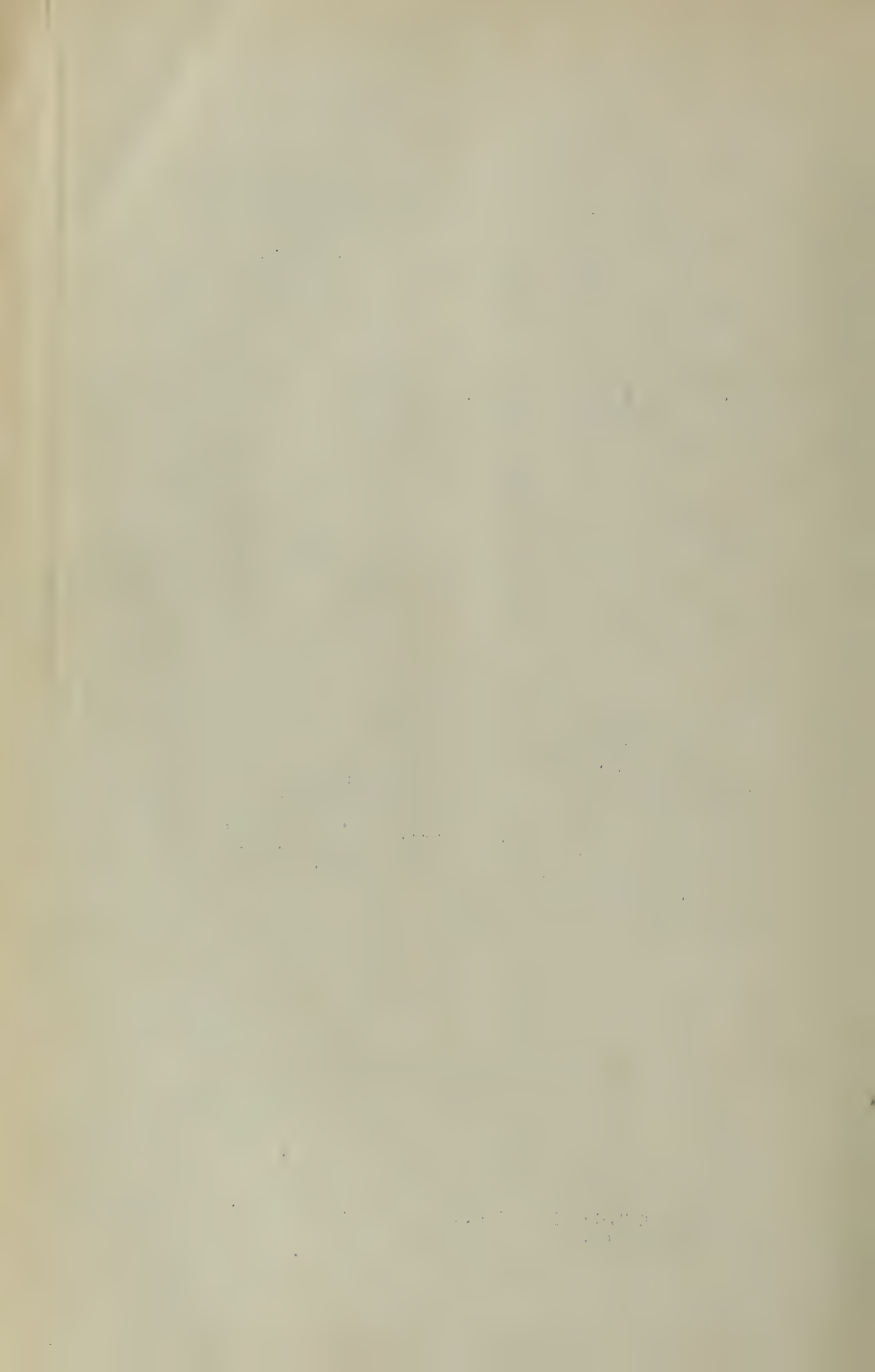
Possruk		Windische Bühel				Sausalgebiet			Gleichenberg		Hartberg	
Remschnigg, Radelgebirge (Possrukkamm)	Arnfels und Umgebung	Leutschach, St. Georgen, Ober-Kunigund u. Umgebung	St. Egydi, Spielfeld	Ehrenhausen	Gamlitz	Südl. Sausalbucht, St. Andrä, Fantsch	Nördl. Sausalbucht, St. Florian, Oisnitz bis Wildon	Wildon Ost, St. Georgen a. d. Stief.	Südwestliches Gleichenberger Eruptivgebiet, Straden, Klöch, Tischen	Nordöstliches Gleichenberger Eruptivgebiet, Gnas, St. Anna	Hartberg	Allgemeine Gliederung
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Obersarmatische Kalke, Sande u. Tegel mit *C. Jamm. Mactren* etc.	Obersarmatische Kalke, Sande etc. über Grundgebirge	Oberes Sarmatien
—	—	—	—	—	—	—	—	Sarmat. Schichten, Tegel, Mergel u. Sande mit *Cardium* etc.	Tegel, Sande und Schiefertone, Mergel mit *C. Barb. Syndesmia*, Ervilien etc.	Tegel, Sande, Schiefertone, Mergel mit *C. Barboti*, Ervilien etc.	—	Unteres und mittleres Sarmatien
—	—	Zum Teil (Leithakalkdecke am Steinberg)	Leithakalkdecken von St. Egydi—Spielfeld, Platsch u. Steinberg	Leithakalke und äquivalente Sedimente bei Ehrenhausen	Leithakalke im Grubtal und Gamlitz Süd	Leithakalke im Sausalgebiet zum Teil	Leithakalke von Wildon gegen 300 *m* mächtig. Cinamonumsandstein } Oberer Sand }	Leithakalke des Aframer Zuges und Ampistoginen-Mergel	Nulliporen- u. Korallenkalke, Serpulamergel im Aigenbachtal	Nulliporenblöcke in den Tuffen von Feldbach	—	Tortonien
Konglomerat von marinem Habitus auf Grundgebirge ? Radlkonglomerat	Marine, mächtige Grunder Konglomerate mit *Ostrea, Turritella* und Blockschutt	Mächtige, marine Konglomerate mit Blockschutt	Geringmächtige marine Konglomerate im Liegenden der Kalke. Lokal mit Blöcken	Marine Konglomerate (Balanen etc.) der Kochmühle. Blockschutt am Otterberg	Marine Konglomerate, mächtig, Gamlitz Süd mit Blockschutt. Konglomerate, marin, Grunder Sande, Kohle führende Tegel } Labitschberg bei Gamlitz	Sandige Florianer Tegel mit Schotter und Konglomeratlagen	Pölser Mergel Fossilreiche Florianer Tegel. } Oisnitzer Tegel }	Obertags unsichtbar	Grunder Schichten in der Tuffspalte des Wirbergs	?	—	Oberes Helvetien
—	Pflanzenführende Mergel und Sande von Arnfels im Liegenden des Konglomerats	Foraminiferenmergelgruppe in fossilarmer Ausbildung (sandige Mergel)	Foraminiferenmergel typisch mit Austernbänken	Foraminiferenmergel zwischen Ehrenhausen und Retznei. Foraminiferenmergel von Ewitsch	Erbohrte Tegel im Liegenden der Kohle? Obertags unsichtbar.	Unterer Sand von Hasreit? Erbohrte mächtige Schichten von Schwanberg etc.	Tegel von Lannach? Obertags meist nicht sichtbar	Obertags unsichtbar	Trachytmassiv von Gleichenberg?	?	—	Unteres Helvetien
—	—	Basale marine Mergel mit Tuff- und Sandsteinbänken. (Seeigel)	? (Obertags unsichtbar)	—	—	—	—	—	—	—	—	Burdigalien

Darstellung der bisherigen Gliederungen des mittelsteirischen Miocäns.

(Profiltabelle II.)

R. Hörnes, Bau u. Bild der Ebenen 1903	Allgemeine Gliederung	Hilber[1]) 1893 und 1908	Stur 1871		Autor 1913	Allgemeine Gliederung
Mittelsteiermark		Mittelsteiermark	Sausalgebirg etc.	Windische Bühel		
Sarmatische Ablagerung von Fernitz, St. Geogen, Kirchbach, Gleichenberg, Hartberg, Arnwiesen, Graz	Sarmatien	Wie bei Hörnes	Sarmat. von Gleichenberg und Hartberg	—	Obersarmatische Ablagerungen. Mittelsarmatische Ablagerungen. Untersarmatische Ablagerungen.	Sarmatien
Leithakalke des Sausalgebirges, von Wildon, Aflenz, Ehrenhausen, Gleichenberg etc. Oberer Sand und Cinamonumsandstein	Tortonien	Leithakalke des Sausal. Obere Sande u. Schotter bei Wildon, Ehrenhausen, Gamlitz, St. Egydi	Leithakalke des Sausal, Wildon, Ehrenhausen etc. Leithaschotter	Leithakalke am Platsch.	Leithakalke, Oberer Sand zum Teil	Tortonien
Grunder Schichten von St. Florian, Pölser Mergel, Oisnitzer Sand, Gamlitzer Sand, Kohle führende Ablagerung des Labitschberges, Köflach, Eibiswald, Wies etc. Horizont der Lignite von Pitten	= Grunder Stufe Helvetien	Florianer Tegel, Pölser Mergel, Gamlitzer Sand, Mittelsteir. Schlier = Foram.-Mergel	Oberer Sand Florianer Tegel, Flöz des Labitschberges, Unterer Sand von Hasreit [= Schichten von St. Florian]	Oberer Sand Foraminiferenmergel, Unterer Sand [= Schichten von St. Florian]	Pölser Mergel, Florianer Tegel und Sande, Gamlitzer Sande und Kongl. Kongl. mit Schuttbild. von Arnfels, St. Egydi, Radlkonglomerat? Foraminiferenmergelgruppe, marine Mergel von Leutschach, Eibiswalder und Wiesersch. Schichten i. Untergrund der Florianer Bucht (Schwanberg)	Oberes Helvetien = Grunder Schichten Mittelsteiermarks Unteres Helvetien
Fehlt	Burdigalien	Kohleführende Ablagerungen von Köflach, Eibiswald, Wies, Labitschberg b. Gamlitz, Rein, Mantscha, Nieder-Schöckl, Weiz, Pinkafeld etc.	— Schichten von Eibiswald und Sotzka am Possrukrand	—	Basale marine Mergel am Possrukrande	Burdigalien

[1]) Prof. Hilber hält seine frühere Meinung, daß die kohleführenden Ablagerungen dem Burdigalien (= erste Mediterranstufe) entsprechen, im Jahre 1908 nicht im vollen Umfang aufrecht.





Inhalt.

3. Heft.

Seite

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Ausgegeben Ende April 1914.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1913. LXIII. BAND.

4. Heft.



Wien, 1914.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



Geologisch-paläontologische Beobachtungen aus der Gegend von Drvar, Peći und Duler in Westbosnien.

Von **Franz Toula**.

Mit drei Tafeln (Nr. XXIII [I]—XXV [III]) und 25 Textillustrationen.

Einer meiner früheren Zuhörer, Herr Ingenieurschüler Milosch Skakić aus Peći (letzte Post Arežin Brijeg in Westbosnien), brachte mir am Beginne des Studienjahres 1911/12 eine größere Anzahl von Fossilien des Muschelkalkes (Han Bulog-Fauna) aus der Gegend von Peći und Tiskovac, zwei größeren Dörfern, das erstere an dem SO-, das letztere am Westhange der Ilica-Planina. Da mir über ein Vorkommen dieser Fauna an den beiden Fundstätten aus der Literatur nichts bekannt geworden war und da die Fundstücke zum größeren Teil sehr wohlerhalten sind, nahm ich mir vor, nachdem ich die kleine Fauna durchgearbeitet hatte, den Fundstätten einen Besuch abzustatten.

Da ich über den Verlauf meiner kleinen Reise in den Mitteilungen der k. k. geographischen Gesellschaft berichtet habe (Mitteilungen 1913, pag. 15—38), kann ich mich hier darüber sehr kurz fassen. Von Knin in Dalmatien fuhr ich auf der „Steinbeisbahn" zunächst nach Drvar am Unac und von dort auf der neuen Straße über das Kalkgebirge von Kamenica und Korito (Stražbenica) nach Resanovac und von da durch das Grahovo Polje nach Peći, wo ich mehrtägigen Aufenthalt nahm. Auf der von Arežin Brijeg nach Grab und Strmica führenden neuen Straße erreichte ich die „Steinbeisbahn" wieder und besuchte am Rückwege nach Drvar die Fundstelle bei Duler südöstlich von Tiskovac.

Der Verlauf der Reise war, dank der Empfehlung, welche mir Geheimrat Otto Steinbeis an die Herren der Bosnischen Holzindustrie-Aktiengesellschaft mitgegeben hatte, ein in jeder Beziehung angenehmer. In Peći erfreute ich mich der Gastfreundschaft des Vaters meines Schülers, des Herrn Pfarrers Nikola Skakić, der zum Teil auch die erfolgreiche Führerrolle zu den Fundstätten auf der Strecke Peći—Knežević übernahm.

Der liebenswürdigen Begleitung durch Herrn Ludwig Nikel, Offizial im k. k. militärgeographischen Institut, der sich früher schon gelegentlich an meinen Studienexkursionen beteiligt hatte, verdanke ich außer der stets bereitwilligen Mitarbeit beim Sammeln viele photographische Aufnahmen, welche das Nachfolgende zu illustrieren

Fig. 1.



Fig. 1. Westseite der Ilica-Planina mit dem Ilica-Sattel. (Žljebina-Schlucht.) Vom Abstiege nach Peći.

Fig. 2.





Fig. 2. An Fig. 1 anschließend. Links der Sattel. Rechts der Steilhang gegen Peći, in konkordanter, gegen den Berg (gegen SO) einfallender Schichtung.

Fig. 3.



Fig. 3. Nordseite der das Becken von Peći begrenzenden Berge.
Gegen rechts im Talgrunde große dolomitische Mure.

Fig. 4.



Fig. 4. Fortsetzung des Nordrandes des Beckens gegen das Grahovo polje.

erlauben. Wenn der Erfolg meiner Reise ein recht bescheidener ist, so liegt der Hauptgrund, von ab und zu eingetretenen Störungen abgesehen, darin, daß ich nicht um wenigstens zehn Jahre jünger war.

Über das Gebiet, welches ich kennen zu lernen Gelegenheit hatte, wird in den Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina (Wien 1880) nur recht wenig angeführt. Es war Prof. Pilar, der hier Begehungen ausführte, auf der Wegstrecke von Grahovo (Arežin Brijeg) über Drvar nach Petrovac (l. c. pag. 69—70), wobei er auch an Peći vorüberkam.

Bei Grahovo werden Wengener Schichten (Melaphyrtuffe), bei Pečenci Werfener Schichten mit charakteristischen Fossilien angeführt. Auf dem Wege von „Rastello di Grab“ (an der Grenze von Bosnien und Dalmatien) fand Pilar „weiße, rotgefleckte Kalke in Wechsellagerung mit den bekannten Gesteinsarten der Werfener Schichten“.

Bei Peći werden die Werfener Schichten (Mojsisovics nach Pilar l. c. pag. 70) zunächst von schwarzen plattigen Kalken mit Wülsten auf den Schichtflächen überlagert und diesen folgen rote, marmorartige Kalke mit Durchschnitten von Arcesten (l. c. pag. 28). Mojsisovics spricht die Meinung aus, daß das jetzt nicht auffindbare Original von *Ptychites Studeri Hauer* aus diesen Kalken stammen könnte (l. c. pag. 28).

Knollenkalke, mit Schichten von Pietra verde wechsellagernd, bezeichnen nach Mojsisovics „den Horizont der Buchensteiner Schichten“. Pilar traf sie nördlich von Peći, wo dann auch die Wengener Schichten (l. c. pag. 70) sich zeigten. Von Drvar wird gesagt, daß es auf weißen neogenen Kalkmergeln liege, „welche eine Weitung des Unac-Tales ausfüllen“. Prof. Neumayr bestimmte aus diesen Mergeln *Congeria cf. triangularis* und *Melanopsis filifera n. f.* In einem Graben westlich von Drvar seien Ausbisse von Braunkohlen bekannt. Auf der Route von Drvar über den Crljevica-Paß nach Petrovac werden zunächst dem Unac gelbe „Jurakalke“ mit Ostreen angeführt; splittrige graue Kreidekalke mit zahlreichen Rudistendurchschnitten folgen darüber. Unter jenem gelben Jurakalke treten in dieser Gegend Triasdolomite und dolomitische Kalke auf.

E. Kittl hat im Jahre 1898 im August und September, aus Nordwesten kommend, Drvar und Peći berührt, um bei Grahovo (Arežin Brijeg) Untersuchungen auszuführen. (Anz. Wiener Ak., 19. Jänner 1899, pag. 15.) Er ging dann nach Glamoc, wo er die tieferen und höheren Horizonte der Trias und auch die cephalopodenführenden Horizonte aufgeschlossen fand. Die weitere Reise bis an die Narenta und durch Bosnien (Jaice, Banjaluka zurück) fällt weit außerhalb des kleinen mir bekanntgewordenen Gebietes. Leider enthält der kurze Bericht nichts über dieses letztere außer der Angabe, daß die Ravna Crljevica nördlich von Drvar vorherrschend aus kretazischen Gesteinen bestehe, was mit meiner gelegentlichen Bemerkung in Übereinstimmung steht. Wir durften eine Fülle von neuen Tatsachen erwarten, wenn der nimmermüde Autor erst einen ausführlichen Bericht über seine weitausgreifende Reise hätte erstatten

können, und wohl auch über Peći, das er über den „Cremušnjak, einen Ausläufer der Ilica-Planina“, erreichte, auf welchem Wege er die nördliche Fortsetzung der Ammoniten-Daonellenzone von Peći angetroffen haben könnte. Leider wurde diese Erwartung durch den viel zu frühzeitigen Tod Kittls (1. Mai 1913) zu nichte.

In seiner großen Arbeit über die Geologie der Umgebung von Sarajevo (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, LIII) finden sich Mitteilungen über Begehungen in der Gegend von Arežin Brijeg (Grahovo) und Pečenci; pag. 546 heißt es: „Die Buloger Kalke fehlen bei Grahovo nicht.“ Aus der Nähe dieses Ortes dürfte Fr. v. Hauers Original zu seinem *Ptychites Studeri* stammen, was schon v. Mojsisovics vermutete. Pag. 548 wird erwähnt, daß bei Grahovo Wengener Schichten vorkommen, welche eingeschaltete grüne Schiefer mit *Daonella Lommeli* aufweisen. —





Hauptfundort im grauen und roten Ammonitenkalk auf der Terrasse südlich von Peći.

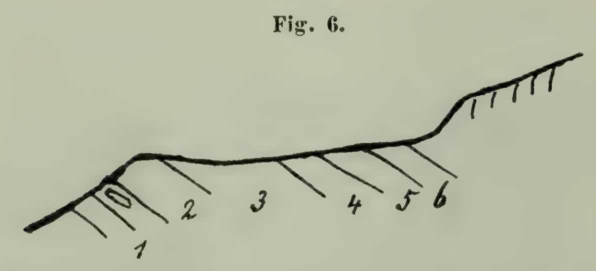
Peći, das Ziel meiner Reise, liegt in etwa 850—900 *m* Höhe am Grunde eines schönen Sammeltrichters (man vgl. Fig. 1—4 und Fig. 5), dessen steile Hänge sich zur Ilica-Planina mit Höhen von 1470, 1473 und 1522 *m* hinaufziehen. Gegen Nord wird er von einer niederen Vorhöhe (Kote 1010) des Bojnovac begrenzt, gegen Süd durch Vorhöhen des Gozd vrh; gegen Ost öffnet sich der Trichter gegen das weite Grahovo Polje (800 *m* im S und 769 *m* im N). Die von den Höhen aus Gräben abfließenden Wässer fließen zur Struga rieka, welche von S nach N das Polje durchzieht und dann unterirdisch abfließt. Zeitweilig bringen sie, und besonders der nördlichste der Gräben, große Mengen meist feineren dolomitischen Schutt in das Trichterbecken, welche das Material liefern für eine kleine Zementdachziegelindustrie. Ein besonders tiefer Graben, die Žljebina-Schlucht, führt zu einem

Abbruchrande der südlichen Ilica, der Kovačevina. Hoch oben sollen ähnliche rote Gesteine auftreten wie südlich von Peći.

Die Kovačevina zeigt von der Höhe bis in den Talgrund deutliche Schichtung (Fig. 2), sie erscheint wie rastriert: unten stehen lockere, offenbar dolomitische Gesteine an, während oben feste Bänke anstehen dürften. Der ganze Komplex scheint flach gegen W, also widersinnig einzufallen. Wie gern ich die Žljebina-Schlucht bis über die Einsattlung und hinüber nach West gegen Duler-Tiskovac verfolgt hätte, brauche ich nicht zu versichern. Besonders die Angabe des Vorkommens so hochgelegener roter Schichten reizte mich sehr. Hoffentlich findet sich recht bald ein Nachfolger, der das Profil studiert.

Die Žljebina-Einsattlung dürfte einer W—O verlaufenden Verwerfung mit gesunkener südlicher Schollenmasse entsprechen.

Fig. 6.



1. Helle Kalke mit roten Nestern. — 2. Helle Kalke mit vielen Ptychiten. — 3. Rote mergelige Schichten mit Ptychiten. — 4. Graue Ptychitenkalke mit Hornsteinen (vielleicht schon den Wengener Schichten angehörend). — 5. Wengener Schichten mit Daonellen. — 6. „Pietra verde".

Auf der höheren Stufe helle Kalke mit rundlichen Einschlüssen (Gyroporellen?).

Der Hauptfundort der Ammoniten von Peći liegt auf einer Art Terrasse (Fig. 5), der gegen die Grahovo Polje Kalkhügel vorgelagert sind. Die terrassenartige Stufe zieht sich gegen SSO hin bis an den nach Trivanovdol führenden Fußweg. Bei den Mühlen von Peći führt der Weg hinauf. Zu unterst treten hier hellfarbige Dolomite auf, die O—W streichen und mit 35° nach N einfallen. Sie dürften einer herabgebrochenen großen Scholle angehören. Unter den festeren Dolomiten liegen grusige Massen, die zu löchrigen Breccien verkittet erscheinen. Auch graue Knollenkalke und dunkle Dolomite fanden sich als Blockwerk, das von weiter oben herstammt.

Ansteigend trifft man zunächst auf dunkle, hornsteinführende Kalke, welche gegen N streichen (hora 11) und gegen West verflächen. Sie sind wohlgeschichtet und besitzen schiefrige Zwischenlagen.

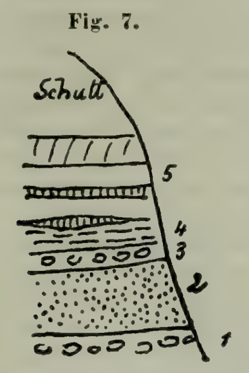
Etwa 8 *m* höher kommt man auf graue, rotfleckige Knollenkalke und damit auf den ammonitenführenden Muschelkalkhorizont, über den sich, zwischen hellen Kalken im N und S, der Weg fortzieht. Die hellen Kalke wurden sorgfältig abgesucht, ich konnte jedoch nichts Deutlicheres finden, nur rundliche Durchschnitte fanden sich, bei

welchen ich an Gyroporellen dachte. Vielleicht erlaubt die mikroskopische Untersuchung genauere Angaben darüber zu machen.

An einer Stelle fanden sich schiefrige, löchrige Gesteine in zum Teil festen Bänken. In mein Notizbuch schrieb ich „wie gebrannt" aussehend. Es war wohl das erste Vorkommen der, wie sich später zeigte, den Ammonitenkalken eng verbundenen Daonellen- (Wengener) Schichten. An einer Stelle fand ich hier nördliches Verflächen. Dieser Wechsel der Lagerung dürfte meine Vermutung bestätigen, daß man es in diesen Hängen mit vielfach gegen das Polje abgebrochenen Schollen zu tun habe.

Nach Passierung der roten und grauen ammonitenführenden Kalke mit vielen schön ausgewitterten Ammoniten kommt man auf den Wengener Horizont. Echte Daonellenschichten mit an *Daonella Lommeli* nahe anschließenden Daonellen. In diesen Schichten verzeichnete ich abermals das S-Streichen und östliches Verflächen (mit 32°), das oben Gesagte bekräftigend.

Fig. 7.



Die Schichtenlagerung konnte ich nicht vollkommen sicher feststellen, doch schien es mir, daß die Verhältnisse etwa so liegen könnten, wie die Skizze (Fig. 6) es zeigt.

An einer Stelle fanden sich unten zuerst graue, darüber aber rote Ptychitenkalke, überlagert von sandigkalkigen Schiefern mit Daonellen. Darüber aber weiße Kalke, welche mir den fraglichen Gyroporellenkalken zu entsprechen schienen, und zu oberst graue rotfleckige Kalkbänke.

Nun gingen wir über wiesige Hänge gegen SO bis an einen tiefeingerissenen Graben, der mir als Gusto borje malo bezeichnet wurde.

An einem Abbruch am linken Ufer sah ich hier (Fig. 7): 1. zu unterst rote Knollenkalke (wohl der ammonitenführende Horizont, doch wurde nichts von Ptychiten vorgefunden), darüber folgen 2. sandige Schichten (Pietra verde?), dann 3. eine harte Bank und darüber 4. ein schiefriges grünliches Gestein (wie verkieselt) mit hohlen oder teilweise ganz mit Quarz erfüllten Konkretionen, dann wieder 5. festere, mit ganz mürben mergeligschiefrigen Bänken abwechselnde Schichten, welche oben Schuttdecken tragen.

An einer anderen Abbruchstelle fand ich über den Wengener Mergelschiefern mächtige, nach beiden Seiten sich in der Mächtigkeit vermindernde helle Kalke, wie eine große Kalksteinlinse im Wengener Horizont aussehend.

Auf der rechten Talseite stehen die roten Ptychitenkalke an, wo zwei gute Stücke gesammelt werden konnten, offenbar im Liegenden der daonellenführenden, so hübsch und mannigfaltig gegliederten Schichten.

Wieder ging es nun über mattige Hänge bis an einen zweiten Graben, der mir als Gusto veliko borje bezeichnet wurde. Er ist in dieselben Schichten eingerissen. Die „Milova vodica“, ein Wildbachgraben, zeigt weit oben eine plattige Sohle, die wie gepflastert aussieht, weil eine ausgedehnte, ganz flach lagernde feste Bank der oberen Wengener Schichten herausgewaschen wurde, die durch viele auf die knollige Oberfläche normal stehende, sich verschiedenartig aneinanderschließende Klüfte zerstückt ist. Unterhalb verengt sich dann der Graben. Beide Wässer sind Quellbäche der Struga.

Am Rückwege nach Peći, am Rande des Grahovo Polje war es, wo ich in den Mauerumfassungen der Felder des Dorfes plattige Mergel mit vielen verdrückten, aber deutlichen Schalen von *Naticella costata* auffand, also den oberen Horizont der Werfener Schiefer (Campiler Schichten). Der Pope Skakić wies mir daraufhin die Fundstelle, die ich denn auch bald aufsuchte.

Sie liegt auf der rechten Seite nahe der Ausmündung des kleinen Trichterbeckens von Peći in das Grahovo Polje, oberhalb des zum Mühlbache gesammelten Hauptbaches. Das Gehänge ist hier steil und besteht aus unter 20° widersinnig gegen Süden einfallenden Schichten, welche nach hora 4 streichen. Es sind wohlgeschichtete, etwas verrutschte Mergelkalkbänke mit Mergelschieferzwischenmitteln. Weiter oben treten auch feste Kalkbänke mit Crinoiden (*Pentacrinus*), als Einlagerung in den Mergelkalk-Mergelschiefern auf.

Herr Pfarrer Skakić sammelte einmal hoch oben in der Fortsetzung des Točilo do Vedošica eine Platte eines festen grauen Kalkes, auf deren Oberfläche eine größere Anzahl von Auswitterungen auftreten, die an Tiroliten denken lassen, eine nähere Bestimmung jedoch leider nicht erlauben. Meine Versuche, aus dem Innern ein besseres Stück zu erhalten, hatten keinen günstigen Erfolg. (Aus demselben Graben brachte mir vor kurzem Herr M. Skakić typischen Werfner Schiefer mit *Myophoria sp. ind.* und Pleuromyen.)

Da ich im weiteren Verlaufe auf Werfener Schichten nicht mehr zu sprechen komme, möchte ich an dieser Stelle ein Fundstück aus diesem Horizonte besprechen.

Tirolites cassianus Quenst. — angustilobatus Kittl.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. XXIV (II), Fig. 10.

Bei Duler müssen auch die oberen Werfener Schiefer anstehen, denn ich erhielt dort ein wie überkrustet aussehendes, stark abge-

rolltes Fossil, bei welchem es mir gelang, die im Gestein steckende Seite recht gut zu entblößen. Dabei zeigte sich, daß der Kern des Stückes aus einem sehr feinsandigen grauen, etwas feinglimmerigen Kalksandtein besteht, der einen eigenartigen *Tirolites* umschließt.

Durchmesser desselben 60 *mm*, Höhe des letzten Umganges 20 *mm*, Nabelweite 27 *mm*, Dicke 14 *mm*.

Beim Herauspräparieren zerbrach das Stück und ließ einen fast rechteckigen Querschnitt erkennen. Der letzte erhaltene Umgang, zum Teil der Wohnkammer angehörig, zeigt nach einer fast ganz flach erscheinenden Schalenpartie an der Externseite kräftig aufragende Dornen; am halben Umgange etwa 10 an der Zahl. An diese Dornen schließen sich wenig hervortretende Faltenrippen, die gegen den Nabelrand sich verdicken. Ob die inneren Windungen geknotet sind, läßt sich an meinem Stücke nicht erkennen. Die Lobenlinien stehen im gekammerten Teile dicht gedrängt. Sie lassen einen sehr großen, im kräftigen Bogen über die flachen Flanken ziehenden Sattel und in der Dornenspirale einen kräftigen, unten gezackten Lobus erkennen. Am Nabelrande steht ein zweiter Lobus, der gleichfalls gezackt sein dürfte. Die Externseite ist leider abgewittert. Die inneren Windungen sind auf der nichtpräparierten Seite zu erkennen, so daß im ganzen über drei Umgänge vorliegen. Die Windungszunahme ist allmählich und lassen sich auf den inneren Windungen Andeutungen von groben Falten erkennen. Am letzten Umgange erscheinen die Flanken innerhalb der Dornen etwas vertieft, der Zwischenraum zwischen den Falten ist ohne Skulptur und nur flach muldig vertieft.

Ich vermag keine vollkommene Übereinstimmung mit den zahlreichen von E. v. Mojsisovics (Med. Trias) und E. Kittl (Muć) beschriebenen Formen festzustellen. Auf jeden Fall gehört mein Stück in die Gruppe der *Spinosi*.

Beim Vergleiche mit den von Fr. v. Hauer, E. v. Mojsisovics und E. Kittl beschriebenen Formen kommt außer der Gruppe des *Tir. cassianus Quenst.* auch *Tir. Haueri v. Mojs.* und seine Verwandten in Betracht. Leider liegt mir nur das eine Stück vor.

Von *Tirolites Haueri Mojs.* gibt E. Kittl (Ceph. Muć 1903, Abh. d. k. k. geol. R.-A. XX., Taf. IX, Fig. 8—13) die Maße und die Abbildung eines etwa gleichgroßen Stückes (l. c. pag. 57, Taf. IX, Fig. 10). Durchmesser 60·3 (60), „Höhe der Mündung" (Höhe d. l. Umg.) 20·6 (20), Nabelweite 25 (27), „Breite der Mündung" (Dicke 19·1 (14).

Es ist sonach eine dickere, etwas weniger aufgerollte Form mit etwas abweichender Dornung, die Dornen stehen nämlich weiter voneinander ab. (In Klammern die Maße meines Exemplars.)

Der fast rechteckige Querschnitt, die geringe Dicke und die flachen Flanken unterscheiden mein Stück und scheinen es dem *Tirolites rectangularis Mojs.* (Med. Trias, Taf. III, Fig. 5) anzunähern, von dem wieder die abweichende Ausbildung der Rippen unterscheidet.

Die Form des Querschnittes würde an *Tirolites cassianus Quenst.*, *Tirolites Illyricus Mojs.* (Kittl, Taf. VIII, Fig. 4), *Tirolites repulsus Kittl* (l. c. Taf. VIII, Fig. 11) denken lassen, die beiden letzteren Formen mit flachen Einsenkungen auf den Flanken, wie bei meinem Stücke. Von *Tirolites cassianus Quenst.* zum *T. rectangularis Mojs.*

und *T. repulsus Kittl* scheint mir eine nähere Beziehung zu bestehen, es sind die flacheren Formen, während die Formen von *Tirolites Haueri Mojs.* sowie *T. turgidus Mojs.* stärkere Aufblähung (größere Dicke) aufweisen.

Von den beiden von Fr. v. Hauer als *Amm.* (*Cer.*) *cassianus Quenst.* bezeichneten Formen (Venet. Alpen, Denkschr. 1850) und aus der Gegend von Buchenstein (Sitzungsber. d. k. Ak., LII., 1865, Taf. II, Fig. 1 u. 2) ist nur die letztere von ähnlichem Querschnitt wie Quenstedts Cassianer Form (Ceph. 1849, Taf. XVIII, Fig. 11). Die erstere dagegen, welche Mojsisovics als *T. cassianus* bezeichnete, weicht von Quenstedts Typus durch den hohen rechteckigen Querschnitt weit ab. E. Kittl hat (Taf. IX, Fig. 4) eine Form mit ähnlichem Querschnitt gleichfalls zu *T. cassianus Quenstedt* gestellt und eine andere Form von ähnlichem Querschnittt als *T. angustilobatus* bezeichnet. Diesen beiden Formen schließt sich offenbar mein Stück nahe an, um so mehr, als auch bei meinem Stücke der Laterallobus genau in der Dornenspirale liegt. —

Das nächste Ziel waren die Vorkommnisse mit Ptychiten im Westen von Vidovići, im „Točilo do Vedošica". (Fig. 9.)

Da der Pfarrer Skakić durch dienstliche Verpflichtungen am ersten Nachmittage verhindert war, die Führung dahin zu übernehmen, betraute er einen wegkundigen Mann mit der Führerschaft, der uns auch sicher hingebracht hätte, wenn nicht die Kürze des Tages und das Unwohlsein meiner Frau unseren Plan vereitelt hätten. Wir fuhren auf einem Leiterwagen die Hauptstraße entlang an dem netten, die Berge Polarca und Borsovac bedeckenden Wäldchen vorüber, über den das Grahovo Polje im Süden begrenzenden verkarsteten Beckenriegel bis an die Ausmündung der Begovac rieka, welche wir durch eine Art erweiterte Kalkklamm und durch ein von nassen Wiesen bedecktes kleines Becken nach aufwärts verfolgten. In der Talenge stehen hellfarbige, etwas dolomitische Kalke an, in welchen ich keine Fossilreste zu finden vermochte. Wir stiegen an dem im SSW von Vidovići liegenden kegelartigen Berg, der auf der Karte als Pešonci (mit Kote 916) bezeichnete ist, hinauf. Wir stiegen über Kalkbänke hinan. Am unteren Hange traf ich rote Sandsteine an. Wir umgingen den südlichen Hang und kamen, oberhalb des einen Quellaufes der Begovac rieka auf eine Art Sattel, wo wir auf flach gegen West geneigte gelblich gefärbte Sandsteine kamen, die nach unten in Sande aufgelöst erscheinen. Hier war es, wo Herr Nikel in einer der gelben Schichten eine Menge von leider undeutlichen Pflanzenreste auffand, die von festeren Bänken überlagert sind. Die Schichten fallen flach gegen Westen ein. Mir erscheint es wahrscheinlich, daß diese Schichten an den dolomitischen Kalken abstoßen. Vielleicht ist hier eine Verschiebung nach aufwärts an den Kalken eingetreten.

Jenseits der östlichen Begovac-Quelle stehen blutrote Sandsteine an, welche mürbe, wenig gebunden erscheinen.

Mich erinnerten die pflanzenführenden plattigen Sandsteine an gewisse Permsandsteine, die ich einmal bei Neumarkt in Südtirol gesehen

habe. Die Dämmerung war eingetreten, als wir an den roten Sandsteinen vorüberkamen und wir mußten über die Wiesen zurück, um noch vor Eintritt der Nacht Peći zu erreichen.

Ernst Kittl führt in seiner Geologie von Sarajevo (1903, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., LIII., 4., pag. 531) rote Sandsteinschiefer unter den Bellerophonschichten an, die verknüpft mit Breccien und Konglomeraten sind. Es konnte aber nicht sichergestellt werden, daß sie in allen Fällen dem Perm angehören, da solche Gesteine auch in den Werfener Schichten auftreten. In der Tabelle auf pag. 528 werden sie als „(Grödener Sandstein?)“ bezeichnet. Im mittleren Werfener Schiefer wird von dem Sarajevoer Sandsteine (mit *Pseudomonotis cf. aurita*) angeführt, daß sich auch „verkohlte Pflanzenstreu“ darin finde (l. c. pag. 535). Im Liegenden der „roten Sandsteinschiefer“ werden dickbankige Sandsteine angegeben, „welche man als Vertreter der Grödener Sandsteine auffassen könne“.

Prof. Kittl (l. c. pag. 614) erwähnt schon im Quellgebiete der Paljanski Miljačka nahe dem Wasserscheidesattel an der Straße nach Prača das Vorkommen von roten Sandsteinen und Konglomeraten als möglicherweise dem Perm zugehörig. Diese Sandsteine haben jenseits der Wasserscheide im Pračabachgebiete eine viel größere Ausdehnung.

Rote Sandsteinschiefer über hellbraunen, dickbankigen, fossilfreien Sandsteinen („Grödener Sandstein?“) werden über Hornsteinbreccien und Konglomeraten und dem Oberkarbon und unter den Mergeln und Mergelkalken der Bellerophonschichten im Liegenden des Werfener Schieferkomplexes angegeben (l. c. pag. 527, 528, 531).

Pag. 616 werden helle Sandsteine dickbankig als Grödener Sandstein bezeichnet. Pag. 621 auf der Vlaška stiena werden gelbbraune Sandsteine als Antiklinale unter Werfener Schichten eingezeichnet, nahe einer großen Verwerfung, und sie finden sich auch in den übrigen Profilen. —

Das Vorkommen solcher blutroter Sandsteine, das ich auch an der Südseite des Borsovačer Waldberges zu sehen glaube, finde ich bei E. Kittl nicht angegeben. Was ihre Deutung anbelangt, so kann man dabei an die untere Trias denken, wenn nicht etwa ein tiefergehender Aufbruch vorliegen sollte, durch welchen permische Gesteine emporgerückt sein könnten.

Nachdem es nun an diesem Tage nicht möglich war, die Fundstätte der Ammoniten zu erreichen, unternahmen wir am nächsten Tage, diesmal unter Führung des Herrn Pfarrers, einen zweiten Ausflug.

Wir bogen diesmal etwas früher nach rechts ab, indem wir noch vor den Waldbergen (Palarča-Borsovač) auf dem Fahrwege nach Trivanovdol hinangingen. Auf dem Steinwege fanden wir einen vielleicht von der schon geschilderten Fundstelle am Fußwege herabgelangten großen Ptychiten. Aber auch Knollen- und Hornsteinkalke wurden angetroffen. Die Knollenkalke fanden wir in Bänken anstehend. Wenige Minuten später kamen nun die Gesteine mit hohlen Quarzkonkretionen, wie wir sie schon früher in den nahen beiden Wassergräben gefunden hatten. In Findlingen trafen wir auch die blutroten

Sandsteine. Anstehend sind jedoch die zum Teil sehr stark verkieselten Daonellenschichten. Außerdem fanden wir diesen Schichtenkomplex in dem tiefeingeschnittenen Bache, der zur Zeit unseres Besuches nur wenig Wasser führte, das über eine Kalkbank hinabstürzt, die (zerklüftet) recht eigentümliche Oberflächenausbildung zeigt, indem das Sturzwasser die zwischen Klüften stehenden Kalkflächen gerundet und in der Mitte muldig vertieft hat. Unterhalb, an einer Abbruchwand am Bache, stehen schiefrige Gesteine an, welche eine mehr als 50 *cm* mächtige Bank grüner feinkörniger, in Sand zerfallender Sandsteine, echte „Pietra verde“, umschließen, welche von

Fig. 8.



Verkieselte zum Teil wie Jaspis aussehende Bänke im Horizonte der Halobienschichten. Links unten im Graben die Pietra verde.

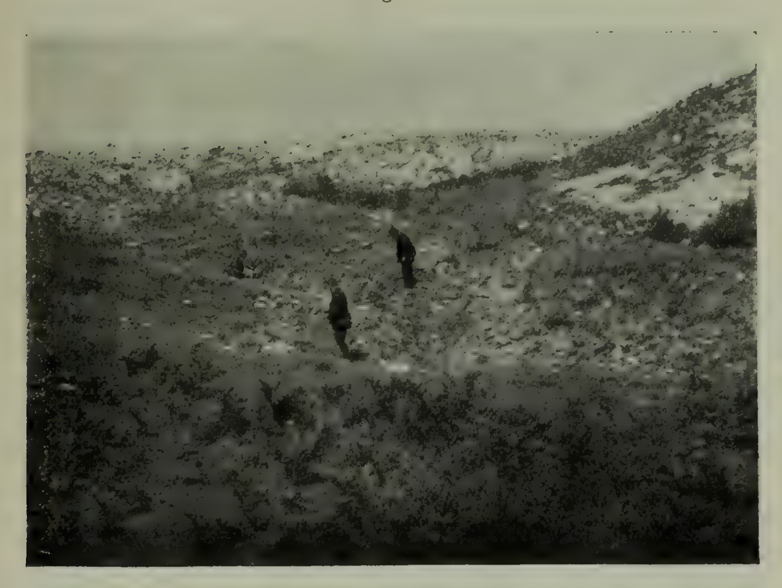
den Leuten geradezu zur Grünfärbung benützt werden sollen. Schiefer, Kalke und Pietra verde liegen hier fast horizontal. Eine kurze Strecke weiter oberhalb kamen wir an vielfach zerklüftete, harte und feste, durch und durch verkieselte Bänke in steiler Aufrichtung (Fig. 8). Sie streichen nach hora 10 und verflächen mit 50° gegen Ost. Nur ein Bruchstück von *Daonella cf. Lommeli* wurde aufgefunden.

Die prismatischen, etwa bis 15 *cm* hohen Stücke, in welche die Bänke zerfallen, sind in den Kernen von bläulichgrüner, intensiver Färbung, gegen die Absonderungsflächen aber hell ausgefärbt. Das Gestein ist stark verkieselt und sehen einzelne der Bruchstücke aus

wie Jaspis. Das Gestein wird noch einer mikroskopischen Untersuchung unterzogen werden [1]).

Über rundrückige Hänge, die mit schönen Wiesen bedeckt sind, immer in mäßiger Höhe über dem gleichfalls wiesigen Talboden, — der Bach fließt am südlichen Hange des Borovac gegen O in die Polje — kamen wir an diesem Durchbruche nahe vorbei, wobei ich die Wahrnehmung machte, daß am Fuße des Borovac offenbar die blutroten Sandsteine anstehen. Wo sich Gesteinsanzeichen fanden, waren es immer solche, die auf *Daonella*-Schichten schließen lassen. Über solche stiegen wir am Hange der Plečina hinan und trafen dort rote Kalke mit Ptychiten. Beim Weitermarsche gegen Süden ging es wieder über die Daonellenschichten hin. Es fanden sich an einer entblößten

Fig. 9.



Hauptfundort der Muschelkalk-Ptychiten im Westen von Vidovići im Točilo do Vedošica.

Stelle der wiesigen Hänge harte, kieselige Gesteine mit hohlen Quarzkonkretionen, wie wir sie am Gusto borje malo-Graben gesammelt hatten, so daß kein Zweifel besteht an der Annahme, daß dieselben Schichten eine östlich von den *Ptychites*-Kalken verlaufende Zone bilden.

Nun ging es weiter oben am Hange durch niederen Buschwald zur Fundstelle im Graben, durch den ein Fußweg nach Knežević hinaufführt und der mir von Milosch Skakić als Točilo do Vedošica (Fig. 9) bezeichnet wurde. Die Art des Vorkommens ist eine ganz

[1]) Über die Verkieselungserscheinungen, die in diesem Gebiete mehrfach zu beobachten waren, wird der Assistent meiner Lehrkanzel, Herr Dr. techn. Roman Grengg, die Ergebnisse seiner Studien später veröffentlichen.

ähnliche wie oberhalb Peći, nur sind viele Stücke mehr oder weniger verkieselt. Auch hier finden sich die Ammoniten auf einem Streifen, der von hellen Kalken, die zur Verkarstung neigen, begrenzt wird. Wir sammelten eine größere Anzahl zum Teil sehr wohlerhaltener Ammoniten, die, aus blutroten und grauen Kalken ausgewittert, im Schutte des Grabens eine ziemlich weite Strecke entlang auftreten.

Die Fundstelle ist überaus reichhaltig gewesen, denn unser freundlicher Führer erzählte uns, daß der Lehrer von Arežin Brijeg (Grahovo), namens Milan Obradović, schon vor etwa 15 Jahren eine große Aufsammlung („50 Kilo") nach Sarajevo gesandt habe und einige Stücke auch nach Belgrad und Agram.

Da es mir darum zu tun sein mußte, mein Material zu vervollständigen, schrieb ich nach meiner Heimkunft sofort an Herrn Bergrat Dr. Katzer nach Sarajevo, Herrn Hofrat Prof. Dr. Gorjanović-Kramberger nach Agram und an Prof. Dr. Cvijić nach Belgrad. Aus Belgrad habe ich begreiflicherweise bis nun keine Antwort erhalten, aus Agram wurde mir die Mitteilung, daß von einer Sendung von Arežin Brijeg nichts bekannt und von Muschelkalkversteinerungen aus Bosnien in den Sammlungen überhaupt nichts vorhanden sei. Herrn Bergrat Dr. Katzer ist auch von einer Sendung des Lehrers Obradović nichts bekannt geworden. Auf eine Anfrage bei Direktor Kittl zeigte mir dieser ein paar Laden voll aus der Gegend von Pećenci bei Arežin Brijeg, die er dort vor Jahren selbst aufgesammelt hat. Natürlich frug ich bei Herrn Direktor Kittl an, ob er mir das Ammonitenmaterial zur Bearbeitung überlassen würde. Er kam meinem Wunsche nach und überließ mir die von ihm im Muschelkalke gesammelten Fossilien, wofür ich ihm zu großem Danke verpflichtet bin. Es sind im ganzen 253 Stücke, zumeist Ptychiten (190 Stücke), von welchen er 91 Stücke als *Ptychites acutus Mojs.* bestimmte. 9 Stücke bestimmte er als *Ptychites flexuosus Mojs.*, 64 bezeichnete er als *juvenis.*

Die Stücke im Hofmuseum haben ganz das Aussehen jener von Peći und Točilo do Vedošica. Da mein Fundort von der Ortschaft Pećenci kaum 2 $^1/_2$ *km* entfernt ist, wäre es immerhin denkbar, daß Kittl an derselben Stelle gesammelt habe, welche Meinung sich später, als mir Herr Direktor Kittl die Fundstellen auf meiner Karte einzeichnete, als nicht zutreffend erwies. Seine Stücke sind mit P', P'' und P''' bezeichnet. 177 Stücke stammen von P', 37 von P'' 39 von P'''. Auf der Karte sind jedoch vier Fundstellen angemerkt und ich bin daher nicht in der Lage, genauere Ortsangaben zu machen. Die vier Fundstellen Kittls liegen zwischen den von mir ausgebeuteten Stellen: Peći und Točilo do Vedošica, an tiefen Wassergräben, die von den das von mir durchwanderte wiesige Tal im Westen begrenzenden Hängen herabkommen, die nördlichste im NW von Trivanovdol, die südlichste im Osten von Knežević unterhalb der Kote 1075 (Zone 29, Kol. XIV der Spezialkarte 1 : 75000), recht nahe meiner südlichen Fundstelle.

Wie es sich mit den Obradovićschen Aufsammlungen verhält, bleibt eine offene Frage. — Von der Fundstelle im Točilo do Vedošica gingen wir hinab gegen den westlichen Quellbach der Bregovac

Fig. 10.



Rast vor dem Točilo do Vedošica.
In der Mitte der Berg: Kote 936 der Spezialkarte. In dem Talzuge der Bregovac-Rieka.

Fig. 11.



Durch Abtrag modellierte Hügel.
Nördlich davon das Durchbruchstal der Bregovac-Rieka.

rieka. Einen hübschen Anblick der im Bregovacgebiete durch Abtrag herausmodelierten Hügel genossen wir von unserer Mittagraststelle vor der Ausmündung des Točilo do Vedošica gegen NO. (Fig. 10 und 11.) Dann gingen wir auf dem alten Karrenwege durch das Lange Tal (Dugo Dol) zur Reichsstraße, zum Sattel Vrch Dugo Dola hinauf, welcher die Wasserscheide zwischen der Bregovac rieka und dem südlich von Grab in die Bulišnica mündenden, von Vrainkovič aus durch eine tief eingeschnittene Schlucht hinabfließenden Wildbach (die Mračaj rieka) bildet, dessen Steilhänge Höhen bis 600 *m* und mehr erreichen.

Im Dugo Dol stehen unten typische Werfener Schiefer an, welche gegen O geneigt sind, über welchen man dann auf hellfarbige Kalke kommt, dieselben, welche an der Ammonitenfundstelle die roten und graumergeligen Muschelkieselkalke begrenzen. Diese hellen Kalke halten dann (am linken Hange des Wildbaches) an bis zur großen Straßenkehre unweit Vrainkovič, wo man wieder auf die die hellen Kalke unterteufenden Werfener Schiefer gelangt, welche aus der Ostseite des Kuk (1132 *m*), unter der verkarsteten Hochregion, dicht bewaldete Hänge bilden und auch gegen die Kalkdecken von Kneževič auf der linken Seite des tiefen Grabens weit hinanreichen.

Nach halbstündiger flotter Fahrt folgen dann gegen Grab hin mergelige und knollige graue Kalke. Auch Grus, wie im Bereiche der Wengener Schichten, passierten wir, benachbart den Muschelkalken, die auch als Knollenkalke auftreten. Über diese Verhältnisse hätten wir wohl von Herrn Direktor Kittl genauere Darlegungen erwarten dürfen, der auf diesen Wegstrecken vor vielen Jahren schon Aufsammlungen gemacht hat, wie aus den Mitteilungen in seiner großen Halobienarbeit (Balaton-Werk, I., 1., Budapest 1912) zu ersehen ist.

Der Ptychitenhorizont auf der Westseite der Ilica-Planina.

Von Strmica aus fuhren wir mittels der „Steinbeisbahn“ gegen Tiskovac, um auch eine der Ptychitenfundstellen, und zwar die bei Duler, am Westfuße der Ilica-Planina, kennen zu lernen. Etwa 10 *km* unterhalb der Station Tiskovac verließen wir bei *km* 53·9 die Bahn, nahe dem Ausgange tief eingerissener, wüster Wildwassergräben. In dem südlichen derselben (Fig.12) wurde hoch oben am Schutthange vor einiger Zeit ein Stollen vorgetrieben, um ein wohl sehr minderwertiges Lignitvorkommen aufzuschließen, das über dem dolomitischen Grundgebirge unter einer Schuttdecke liegt.

Wir kamen von dem Fußwege nach Duler (Fig. 12), gegen Südost abbiegend, an einem Kalktuffe vorüber, der Blattreste enthält und zu Bauzwecken verwendet wurde, zur Siroko vrelo, dem wasserreichen, arg verwüstenden Wildbache, der sich an den Westhängen der Ilica-Planina sammelt und nahe bei Duler vorbeifließt. Eine Strecke weit mußten wir im Bachbett aufwärtsgehen, weil der am rechten Ufer gewesene Weg durch ein Hochwasser abgerissen worden war. Furchtbare Schluchten haben die entwaldeten Hänge zerrissen.

Über helle dolomitische Kalke ansteigend (Fig. 13) kamen wir an dem im Bau begriffenen Schulhause vorüber. Das recht ansehnlich ge-

Fig. 12.



Schutthänge eines Wildbaches.
Rechts die Steinbeisbahn. Links davon der Fußweg nach Duler. Ganz links beim Zeichen → die Stollenmündung der Lignitgrube.

Fig. 13.



Am Wege nach Duler.
Blick auf die Westhänge der Ilica-Planina. Duler hinter den letzten Kulissen. Am Westhange der letzten linken (Livadinaberg) der Steinbruch im roten Marmorkalk (*Ptychites*-Horizont). Talweg des Dulerbaches (Široka vrelo).

plante Haus wird förmlich aus grauen und roten Marmorkalkwerksteinen aufgeführt, die auf einer recht gut geführten Steinbruchstraße zugeführt werden. Durch jungen Eichwald gingen wir von einem kleinen Bauernhause aus (wo für die Bauarbeiter gekocht wurde) und weiter auf der Steinbruchstraße zum Steinbruch. Derselbe liegt am Südwesthange des Ausläufers eines zwischen Duler und Tiskovac sich erhebenden Rückens, der mir als Livadina-Berg bezeichnet wurde. Oberhalb des Steinbruches (gegen NW) erheben sich niedere Stein-

Fig. 14.



Blick über die von Racheln zerrissenen Hänge über das Tal der oberen Buliśnica auf die kroatisch-dalmatinischen Berge.
Auf dem Wege von Duler zur Steinbeisbahn.

wände aus rotem Kalke, im Walde und am Steihange gleich unterhalb derselben fanden sich die Ammoniten. In den Gräben des Hanges treten unter der Schuttdecke rote mergelige Schichten auf, welche auch hier mit Daonellenschichten zusammen vorkommen. Die Marmorkalklagen befinden sich tiefer unten am Hange.

Die Hänge gegen den Dulerbach sind in einem recht traurigen Zustande. Gegenüber dem Steinbruche treten die Hänge der linken Talseite nahe heran und bilden eine enge Kalkschlucht, an der sich die Wässer des Sammelbeckens unterhalb Duler bei Hochwässern aufstauen, welche die Gesteine des Daonellenhorizonts zu Rutschungen veranlassen müssen, deren Spuren man von weitem erkennt. Auch die roten Ptychitenkalke dürften dort fortsetzen.

Am Rückwege vom Steinbruche stehen auf der rechten Seite des Steinbruchgrabens steil aufgerichtete helle Kalke an. Sie enthalten schöne großoolithische Lagen, welche SSO—NNW streichen und gegen ONO einfallen. Grauschwarze Kalke treten zu unterst auf. Werfener Schiefer habe ich aber auf der ganzen Wegstrecke nicht gesehen. Von der Ilica kommendes dichtes Gewölk, das in der Tat einen mehrere Tage andauernden Regen brachte, die Unmöglichkeit, in Duler zu nächtigen, vor allem aber das beunruhigende Unwohlsein meiner Frau nötigten mich, nach Drvar zurückzufahren, wo ärztliche Hilfe möglich war, und so traten wir den Rückmarsch zur Steinbeisbahn an, über die entwaldeten, arg durchfurchten dolomitischen, mit mächtigen Schuttmassen bedeckten Vorberge hin. (Man vgl. Fig. 14.)

Die Fundorte der Ptychiten, die mich zu der Reise veranlaßt hatten, habe ich gesehen, auch ziemlich viel Material zusammengebracht. Mehr zu leisten war mir unter den obwaltenden Umständen nicht möglich. Vielleicht gewährt das Mitgeteilte Anreiz für eine jüngere Kraft, das interessante Gebiet einer gründlicheren Begehung zu unterziehen.

Das Becken von Drvar.

Textfigur 15.

Die Kongerienmergel scheinen das ganze Becken von Drvar von den Engen im SO bis zu den Engtälern des Unac im NW auszufüllen. Als ich von Drvar auf der neuen Fahrstraße an den Steilhängen der Kamenica hinauffuhr, sah ich dieselben gelblichweißen, plattigen Mergel anstehen, bis über die Überschreitung der Steinbeisbahn hinauf, wo sie an den Kalken der genannten Steilwände abstoßen.

Auf der Eisenbahnfahrt von Drvar gegen Knin genießt man von den Kamenica-Steilhängen aus (etwa 700 *m* hoch) einen schönen Überblick über das ganze Becken mit seinen sanft geböschten Hügeln, welche sich von dem am Ostrande des Beckens hinfließenden Unac und seiner breiten Inundationsfläche, die bis an die untere Stufe hinreicht, wo ich die Kongerien sammelte und bis an die Berge der südlichen Beckenumrandung ausbreiten, die im 1539 *m* hohen Jedovnik ihre größte Höhe erreichen. In den Beckenausfüllungen kann man außer der niederen breiten Terrasse noch zwei Stufen deutlich erkennen, mit breiten Ausebnungsflächen und mit herausmodelierten hügeligen Aufsätzen. Der Höhenunterschied vom Unac (467 *m*) bis über die erwähnte Kreuzungsstelle (ca. 610 *m*) beträgt sonach etwa 160 *m*. Die Kalke der Kamenica sind dickbankig, wohlgeschichtet und scheinen mir flach gegen Ost geneigt zu sein

Die Kalke, welche die nördlich-nordöstliche Begrenzung des Beckens von Drvar bilden, habe ich nur auf der kurzen Strecke von der Brücke über den Unac (Kote 467) bis zur Quelle Dubajinovac gesehen. Nach der Übersichtskarte müßten es Jurakalke sein, während oberhalb der großen verkarsteten, gegen NO ansteigenden Hochfläche (von 701 bis über 800 *m* Höhe), etwa an der Koritnjača beginnend, Kreide auflagern soll. Was ich an dem Steilhange der genannten

Strecke sah, schien mir auf Kreide schließen zu lassen. Die wenigen Fossilreste, welche ich fand, ließen nur Rudistenbruchstücke erkennen.

Die erwähnte Quelle entspringt aus einem großen Blockhaufwerk am Fuße einer großen, gegen NNO streichenden Spalte, an der sich vielleicht 30 *m* über dem Unac eine Höhle findet, aus der zuzeiten das Wasser herausfließen dürfte. Die Quelle ist sonach als eine Spaltquelle zu bezeichnen. Die unten gesammelten Quellwässer mögen etwa nur 5 Sek.-Liter abgeführt haben, als ich sie sah.

Fig. 15.



Blick nach West, von der Bahnlinie (Steinbeisbahn) nach Ostrelj, über das Becken von Drvar, mit den terrassierten Hügeln am Fuße der Kamenica-Planina (bis 1264 *m* hoch).

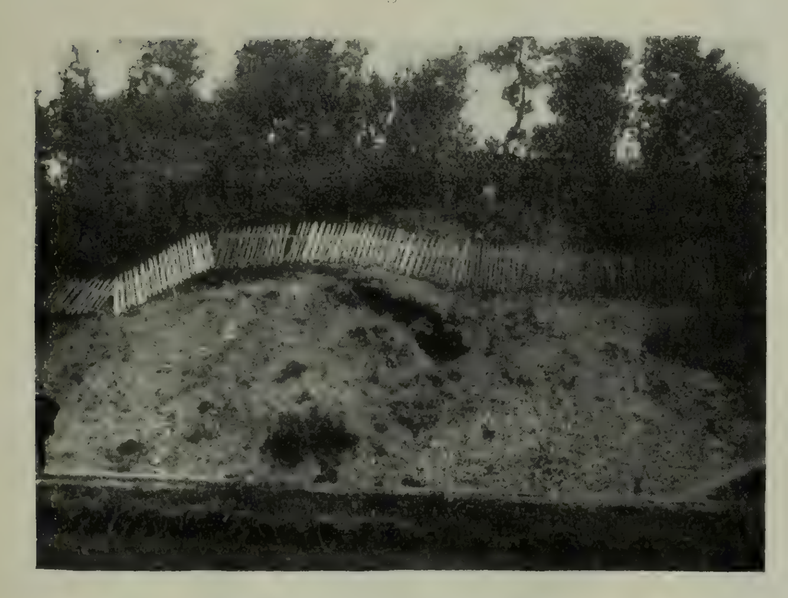
Am Bruchrande der unteren Terrassenhänge, oberhalb der Gendarmeriekaserne und des neuerbauten Bezirkshauses, nach dem gegen SW ziehenden flachen Graben, an dessen Ausmündung ein unbedeutender Lignitausbiß (Fig. 16) aufgeschlossen ist, stehen die hellfarbigen, gelblichweißen Mergel an, in welchen man massenhaft Kongerien sammeln kann. Der Oberlehrer der Gemeindeschule, Herr Milivoj Vojdović, machte mich auf dieses Vorkommen aufmerksam (Fig. 17). Ich habe an dieser Stelle eine ziemliche Menge von Stücken sammeln können. Es sind durchwegs einzelne Klappen, rechte und linke, es ist mir jedoch nicht gelungen, auch nur ein vollständiges

Fig. 16.



Der Lignitausbiß bei Drvar.

Fig. 17.



Das Congerienvorkommen bei Drvar.

zweiklappiges Stück aufzufinden. Die Klappen liegen in einem mürben, plattigbrechenden, feinsandigen Mergel und sind zumeist mehr oder weniger durch Druck deformiert, doch ist es immerhin möglich, die Form der Schalen festzustellen. Es sind Formen mit fast halbkreisförmigem Stirnrand und von schöner Aufwölbung, mit langem Flügel auf der hinteren Hälfte. In der Mitte der Schale tritt ein gegen den hübsch eingekrümmten Wirbel in schönem Bogen verlaufender, auf der Wirbelhälfte scharfer Kiel auf, der gegen den Stirnrand verflacht, ohne diesen zu erreichen. Der Flügelrand ist nach rückwärts leicht hinabgebogen.

Die Schalen, zumeist stark abgeblättert, sind mit gedrängtstehenden Anwachslinien bedeckt, zwischen welchen in Abständen tiefere Rundfurchenwülste entstehen. Auf der Innenseite der Klappen, auf Steinkernen deutlich auftretend, sieht man feine Radiallinien.

Die Stücke sind meist von mittlerer Größe.

Die größten Stücke (zumeist flachgedrückt) erreichen bis gegen 40 *mm* Höhe bei gleicher Breite. Zumeist bleiben diese Maße zwischen 25—30 *mm* und 21—26 *mm*.

Die Beschaffenheit des Schlosses ließ sich trotz mehrfacher Versuche nicht klarstellen.

Nur an einem kleinen Stücke (Abdruck mit Schalenresten) sind fragliche Andeutungen der Schloßgruben vorhanden.

Als näherstehende, gekielte Formen möchte ich *Congeria cf. dalmatica Brusina* (Andrussow, Dreiss. Taf. XI, Fig. 14 u. 15) und *Conger. banatica R. Hoern.* (ebend. Taf. XI, Fig. 18–20) bezeichnen. Beides sehr kleine Individuen. Ein kleines Stückchen mit sehr großem, flach erscheinendem Flügel (eine rechte Klappe) ist das einzige Fundstück, welches einen annähernd dreieckigen Umriß zeigt. Es ist durch Druck deformiert. Die Schale zeigt ganz gleichmäßige zarte Anwachslinien. Höhe 9·2 *mm*, Breite 8 *mm*. Man könnte dabei an *Congeria Zoići Brusina* von Dugoselo denken (Andrussow, Taf. V, Fig. 13). Die so überaus häufige Form halte ich für neu und will sie bezeichnen als

Congeria Drvarensis n. f.

Taf. XXIV (II), Fig. 11 u. 12.

Außer den zahlreichen Kongerien liegen mir einige (5) kleine Stückchen vor, welche ich als

Fossarulus tricarinatus Brusina

ansprechen möchte (Brusina, Foss. Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Agram 1874, Taf. III, Fig. 11 u. 12). Außerdem ein sehr wohlerhaltener Schalenabdruck, den ich mit ziemlicher Sicherheit zu *Fossarulus pullus Brus.* stellen möchte, nachdem sich gute Guttaperchaabdrücke herstellen ließen. Brusina (l. c. pag. 56) führt an, daß sich aus den Goručicaer Mergeln (bei Sinj in Dalmatien) eine Menge von Stücken durch Auswaschen erhalten ließen, „aber leider kein einziges vollständiges Exemplar, sondern nur Bruchstücke, meistens Spitzen“. Die (l. c.) Taf. III, Fig. 13 u. 14, in dreimaliger

Vergrößerung gegebene Abbildung ist sonach nur eine Kombination. Diese deutet wohl auf eine schlankere Form hin. An meinem Stücke sind nur die beiden letzten Umgänge sehr gut zu beobachten. Der letzte Umgang läßt fünf ziemlich derbe Spiralrippen erkennen, die Außenlippe ist deutlich abgesetzt, einen schmalen Saum bildend. Der vorletzte Umgang besitzt nur drei Spiralrippen, wie bei Brusinas Abbildung, diese Rippen scheinen sich auch auf den vorhergehenden dritten Umgang fortzusetzen.

Die Höhe des Schälchens dürfte ca. 10 *mm* betragen haben, der größte Durchmesser (mit dem Lippensaume) aber 6·6 *mm*. Im Verhältnisse zu Brusinas Abbildung würde sich dieser Durchmesser mit 5·5 *mm* ergeben. Das Stück von Drvar ist sonach viel gedrungener, was etwa den Formen von *F. tricarinatus Brusina* und *F. Stachei Neumayr* (Jahrb. 1869, Taf. XII, Fig. 7) näherkommen würde. Mein Stück kann sonach nur als

Fossarulus cf. pullus Brus.

bezeichnet werden.

Die Daonellenschichten.

Den roten und grauen Gesteinen mit der Han Bulog-Fauna benachbart, finden sich in der Zone von Peći bis zum Točilo do Vedošica die daonellenführenden Schichten, die mit der Pietra verde in Verbindung stehen und durch weitgehende Verkieselung einzelner Bänke auffallen, eine Verkieselung, welche, stellenweise bläuliche und grünliche Färbung zeigend, an Jaspis erinnernde Bänke bildet. Die Daonellen stammen zumeist aus mürben schieferigen Lagen.

Das Vorkommen von „Wengener Schichten" nördlich von Peći und aus der Gegend von Grahovo hat Prof. Pilar (Grundlinien 1880, pag. 70) angegeben, das Vorkommen von Daonellen dagegen nicht erwähnt, wohl aber hat Al. Bittner in von Hauptmann Löffelholz eingesendeten Handstücken aus den Triaskalken der Romanja-Planina, NW vom großen Han (Obhodiaš-Han), an der Fahrstraße von Sarajevo nach Rogatica Daonellen erwähnt (Verh. 1881, pag. 28). (Prof. Kittl hat sie später als *D. cf. paucicostata Tornq.* bestimmt.) Auch in den Grundlinien (pag. 224) werden Daonellenfundstätten namhaft gemacht, so von Seljani bei Rogatica, Brut in einem weißen Kalke, auf dem Wege zwischen Goražda (an der Drina) und der Prača-Brücke, ein großes Stück einer *Daonella spec.* aus einem schmutzigrötlichen sandigen Kalke. Prof. Kittl erwähnt daonellenführende Horizonte in seiner Geologie der Umgebung von Sarajevo (pag. 732 ff.) sowohl aus dem Muschelkalke von verschiedenen Punkten (m. vgl. l. c. pag. 631) als auch aus ladinischen Schichten: *Daonella Pichleri Mojs.* (= *D. obliqua Mojs.*), *Daonella n. f.* vom Han Vidovic und *Daonella aff. tyrolensis Mojs.* von Hvalo vrelo am Vrhovine. (Mir gelang es auf Kittls Karte nicht, diesen interessanten Fundort aufzufinden.) In der so inhaltreichen Arbeit wird dem Leser nur zu oft nicht angedeutet, wo die Fundplätze zu suchen seien.

Aus den karnischen Kalken werden *Halobia* (*Daonella*) *styriaca Mojs.* vom Dragulac (auf der Karte: Dragula?) und von Vinograd bei Sarajevo („eigentlich im Stadtgebiete selbst noch“ — am Kastellberge), „in gelblichweißen Plattenkalken“, *Daonella cf. lenticularis Gemm.* vom Dragulac („nächst dem heutigen Fort“) namhaft gemacht.

In seiner neuen Arbeit über die Halobiidae etc. d. Trias (Result. w. Erf. d. Balatonsees I, 1. Pal. II, 1912) führt Kittl aus Dalmatien an, und zwar als ladinisch: *Daonella indica Bittn.* (Taf. II, Fig. 10 u. 11), *bulogensis Kittl* (Taf. III, Fig. 5—8 u. 11), *Lommeli* (*Wissm.*) *Mojs.* (Taf. II, Fig. 15 u. 16), *cf. cassiana Mojs.* und *aff. Richthofeni Mojs.*; als karnisch: *Halobia styriaca Mojs.* neben anderen Halobien. Aus Bosnien, und zwar aus sehr tiefen Schichten des Muschelkalkes von Grab: *Daonella grabensis Kittl* (Taf. II, Fig. 17), aus den Wengener Schichten von Pečenci bei Grahovo (etwa in dem Zuge von Peći südwärts): *Daonella Lommeli* (*Wissm.*) *Mojs.* und *D. Pichleri Mojs.*

Trachyceras cf. Archelaus Laube.

Nur ein mit Manganoxyden überzogenes Bruchstück liegt mir vor, welches Herr Pope Skakić bei unserem Ausfluge an dieser Stelle auffand. Es stammt von einem mäßig großen Individuum her. Vier Knotenspiralen lassen sich auf den derben Rippen erkennen, ähnlich so, wie sie etwa an dem Individuum von Corvara auftreten. (Med. Trias Taf. XIX, Fig. 1.) Auch auf meinem Stücke liegen daneben Daonellen.

Weiter gegen das Točilo do Vedošica hin fand ich „rechts vom Wäldchen“ anstehende Daonellenschichten, sandige, stark verkieselte Gesteine (stellenweise aber lebhaft brausend) mit einem *Trachyceras*-Abdruck mit kräftigen gerundeten Dornenknoten. Das Stück wird wohl auch zu *Trachyceras Archelaus Laube* gehören.

Daonella Lommeli (*Wissmann*) *v. Mojsis. nov. var.*

Textfigur 18.

Nach Passierung der Zone mit den Ammoniten in roten und grauen Kalken traten, wie gesagt, sofort die Daonellenschichten auf. Hier vor dem Gusto borje malo-Graben fanden sich in gelben, feinkörnigen und sehr dünnplattigen Sandsteinen eine Menge von Daonellen. Es sind bündelrippige Formen, welche ich an Ort und Stelle als *Daonella Lommeli* ansprach. Mein bestes Stück (Fig. 18) fällt nur dadurch auf, daß die Hauptradialfurchen zwischen den Bündelrippen breiter sind als es Mojsisovics (l. c. Taf. II, Fig. 13 u. 14) und Kittl (l. c. Taf. IV, Fig. 15 u. 16) abbildeten, was an das Verhalten bei *Daonella Lindströmi v. Mojs.* (l. c. Taf. II, Fig. 15—17) erinnern könnte. In der Mitte der Schalenoberfläche fällt auf, daß jedes Bündel durch eine Mittelfurche geteilt ist und erst gegen den Stirnrand die weitere Spaltung auftritt. Im hinteren Teil der Oberfläche treten auch deutlich zweizählige Radien auf, die sich erst ganz nahe dem Wirbel vereinigen, ein Verhalten, welches wieder etwas an jenes bei *Daonella Taramellii Mojs.* (l. c. Taf. II, Fig. 12) erinnern könnte.

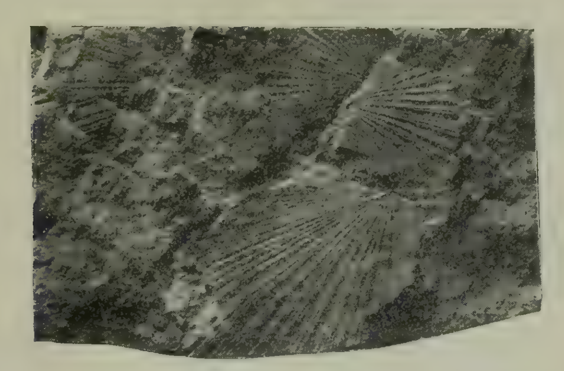
Gegen den Stirnrand der im Verhältnisse sehr hoch werdenden Schalen geht eine weitere Spaltung vor sich und stellen sich auch in den Zwischenräumen zwischen den Hauptradien feine Radiallinien ein, so daß man an das Verhalten erinnert wird, wie es Salomon (Palaeontogr. XLII, Taf. IV, Fig. 49) bei seiner *Halobia esinensis* gezeichnet hat. (Kittls Abbildung l. c. Taf. II, Fig. 11.)

Meine Stücke zeigen keine Andeutung von konzentrischen Furchen oder Wülsten, was freilich auch bei manchen sonst typischen Stücken von *Daonella Lommeli* der Fall ist und ebenso bei *Daonella Lindströmi Mojs.* (l. c. Taf. II, Fig. 16).

Die angegebenen Verhältnisse lassen erkennen, daß ich bei der Bestimmung denselben Schwierigkeiten gegenüberstehe, wie sie wohl jeder Autor, der sich mit Daonellen beschäftigt, zu überwinden hatte.



Fig. 18.



Daonella Lommeli (Wissm.) Mojs. nov. var.

v. Mojsisovics hat zum Beispiel mit *Daonella Lommeli Wissm.* seine *D. Taramellii* und *D. Lindströmi* in eine Gruppe gestellt, während E. Kittl *D. Taramellii* in die Gruppe der *Daonella tyrolensis*, *D. Lindströmi*, *esinensis* und *Lommeli* in seine „Gruppe der *Daonella Sturi* und *Daonella Lommeli*“ vereinigt hat, freilich scheint mir seine *Daonella Taramellii* (Textill. pag. 53) von den Abbildungen bei Mojsisovics (Taf. II, Fig. 10—12) ganz verschieden zu sein, eine verhältnismäßig sehr grobrippige Form. Mir scheint übrigens auch die *Daonella tyrolensis Mojs.* (l. c. Taf. I, Fig. 10) mit der gleichgenannten Form bei Kittl (Textill. Fig. 6 u. 7, pag. 46) nicht ganz gut übereinzustimmen.

Unter allen mir bekanntgewordenen Daonellen ist die von K. Diener (Pal. ind. Ser. XV, Vol. V, 3., pag. 9, Taf. III, Fig. 1) zur Abbildung gebrachte *Daonella Lommeli Wissm.* aus der ladinischen Fauna von Spiti zweifellos die zu allernächst stehende, sie wird wohl mit der Form aus dem Kleinen Gusto borje-Graben zu derselben Varietät zu stellen sein. Es ist dieselbe unsymmetrische Teilung der feinen Bündelradien vorhanden.

Daonella cf. Lommeli (Wissm.) Mojs.

Oberhalb Peći habe ich in frisch dunkelgrauen, reich kalkigen, plattigen, beim Verwittern sich braun färbenden und feinsandig werdenden Gesteinen, die dabei des Kalkes vollkommen beraubt wurden, neben vielen undeutlichen Brutschälchen, die wohl als Posidonomyen angesprochen werden könnten, auch viele Daonellen gefunden, mit viel engeren, scharf ausgeprägten Radialfurchen und fast nie fehlenden deutlichen konzentrischen Furchen in der Wirbelgegend. Zumeist liegen mir Abdrücke der Innenseite vor, bei welchen die Radialfurchen als scharfe Radien erscheinen, zwischen welchen viele zarte Radiallinien auftreten (bis 6 an der Zahl), etwa so, wie es Salomon (Palaeontogr. XLII, Taf. V, Fig. 4) zeichnen ließ, bei einem Stückchen, das er als *Halobia sp. ind. ex aff. Halobia Lommeli* bezeichnete. Als Horizont (im Contrintale) werden dafür die Buchensteiner Schichten angenommen, jedoch hinzugefügt „in einem durch Brüche stark gestörten Terrain“.

Auch in diesem Falle ist der Vergleich mit *Daonella Lindströmi Mojs.* naheliegend. Nur fehlen bei dieser Form die konzentrischen Furchen, wodurch wieder *Daonella Sturi Mojs.* (l. c. Taf. II, Fig. 7 u. 8) noch näher zu rücken scheint. Von den Abbildungen in Kittls Monographie ist jene von *Daonella esinensis Salom.* (l. c. Taf. II, Fig. 11) in der Rippung am ähnlichsten.

Zwei Stücke liegen mir vor von größeren Individuen, das eine bietet die Oberseite dar. Ich stelle es zu diesen Formen mit scharfausgeprägten Radialfurchen, gebündelten Rippen, mit konzentrischen Furchen in der Wirbelgegend.

Das zweite Stück bietet beide Klappen der Schale von der Innenseite, wie sie aufgeklappt nebeneinander eingebettet wurden, mit scharfausgeprägten geraden Schloßrändern. Die Radialfurchen sind sehr zahlreich (wohl mehr als 20), die Radienbündel sind sehr feinstreifig, die konzentrischen Furchen ebenfalls nur in der Wirbelgegend ausgebildet, die Wirbelspitzen nur wenig vorragend. Es war ein langgestrecktes Individuum.

Erwähnt sei, daß in diesen Schichten auch das Bruchstück eines Ammoniten sich fand, das jedoch eine nähere Bestimmung nicht zuläßt.

Daonella pećiensis n. f.

Textfigur 19.

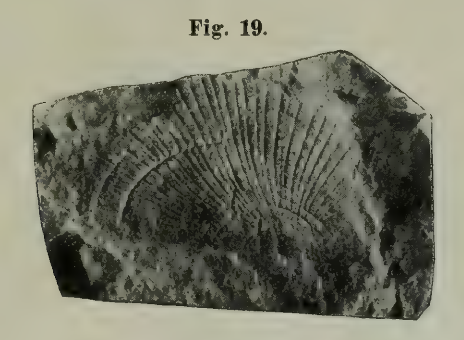
Mein besterhaltenes Stück fällt durch große Schalenlänge auf. Verhältnis der Länge zur Höhe wie 42:24. Der Wirbel, der etwas über den geraden Schloßrand vorragt, erscheint weit nach vorn gerückt, so daß auf den vor dem Wirbel liegenden Schloßrand etwa 72, auf den rückwärtigen aber 31 *mm* entfallen, ein Verhältnis, welches an jenes bei *Daonella grabensis Kittl* (l. c. pag. 75, Taf. II, Fig. 17) erinnert (24:60 *mm* nach der Abbildung), einer Form, welche Kittl als aus rotem Muschelkalk oder ladinischen Schichten stammend

anführt. Als Fundort wird „Grab bei Grahovo, Bosnien" angeführt. (Es wird damit wohl Grab in Dalmatien, an der dalmatinisch-bosnischen Grenze, mit dem alten Grenzwachhause gemeint sein, da „bei" Grahovo [Arežin Brijeg] selbst kein Grab liegt. Die Entfernung beträgt in der Luftlinie etwa 9 *km*, in der Straßenlänge aber mehr als 15 *km*.)

Die flachgewölbte Schale meines Stückes ist mit derben Radialfurchen versehen, wodurch etwa 30 flache, ziemlich derbe Radialrippen entstehen, welche sich zum Teil, besonders auf der hinteren Schalenoberfläche, deutlich in zwei gabeln. Einige der Spaltfurchen reichen bis weit gegen den Wirbel hinan, während andere auch auf der unteren Schalenhälfte auftreten. Einige der Rippen verlaufen aber auch ungeteilt.

Die im Verhältnis derbere Rippung unterscheidet von *D. grabensis Kittl*, aber auch die konzentrischen Wulstfurchen sind stärker ausgeprägt, freilich nur auf der vorderen Schalenhälfte. Jenseits der

Fig. 19.



Daonella pećiensis n. f.

Mitte der Schale tritt noch eine vereinzelte solche Wulstfurche auf. Nach der photographischen Abbildung Kittls könnte dabei an eine solche vielleicht auch gedacht werden.

Mein Stück stammt aus sicher ladinischen, feinkörnigen, grünlichen, festgebundenen Sandsteinen mit Anflügen von Manganoxyden, ganz vom Aussehen jener, aus welchen mein *Trachyceras cf. Archelaus* stammt (von demselben Fundorte), aus dem Graben vor dem kleinen Wäldchen an dem nach Trivanovdol hinaufführenden Wege.

Nach E. Kittl (l. c. pag. 31) ist die Gruppe der *Daonella grabensis* durch feine, nicht oder undeutlich gebündelte Rippen charakterisiert. Da meine Stücke recht derbe Rippen aufweisen, bleibt nur die lange Schale und der weit nach vorn gerückte Wirbel als Eigenschaften der *Daonella grabensis Kittl* bestehen. Rippen von ähnlicher Breite und ähnlicher Spaltung wie bei meinem Stücke zeigen *Daonella longobardica Kittl* aus dem Esinokalk (Taf. III, Fig. 2), *Daonella paucicostata Tornqu.* (Z. d. g. G. 1898, Taf. XXIII, Fig. 2—4, Kittl, Taf. III, Fig. 2—4), vielleicht wäre auch die *Daonella noduligera Bittner* (Abh. XVIII, Taf. IX, Fig. 24, Kittl, Taf. IV, Fig. 9), von der Kittl (l. c. pag. 83) hervorhebt, daß die Wirbellage exzentrisch sei,

was übrigens auch Bittner bemerkt hat in Vergleich zu ziehen. Horizont nach Kittl „Wengener Schichten (?)“. Beide Autoren haben verschiedene Exemplare abgebildet. Kittls Abbildung ist es, die ich zum Vergleiche heranzog; an dieser rechten Klappe tritt die konzentrische Furchung wie bei meinem Stücke, besonders auf der vorderen Schalenhälfte schärfer hervor.

Der Form nach gleicht mein Stück nach allem am meisten der *Daonella grabensis Kittl*, der Rippenbeschaffenheit nach aber der *Daonella paucicostata Tornqu.* (Fig. 2 u. 3), von der Tornquist (l. c. pag. 673) jedoch hervorhebt, daß sie im Gegensatze zu *Daonella parthanensis Schafh.* (deren Berechtigung sowohl Bittner als Kittl bezweifeln) „stets einfache und hin und wieder nur Schaltrippen“ besitze, was wohl bei den Abbildungen 2 und 3 nicht ganz zutrifft.

Mir liegen außerdem noch recht zahlreiche Stücke von Daonellen vor, deren sichere Bestimmung jedoch des schlechten Erhaltungszustandes wegen nicht gut vorgenommen werden kann.

Verkieselter Ammonit.

(Vielleicht aus der *Meekoceras*-Gruppe.)

Von Tiskovac liegt mir aus der Skakić-Aufsammlung ein durchaus verkieseltes Stückchen vor, das eine ganz flache Gestalt und eine schmale, deutlich zweikantige Außenseite aufweist. Der Nabel ist eng und tief.

Durchmesser	37·3 *mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	21·0 „
Dicke des letzten Umganges . . .	11·4 „
Nabelweite	4·6 „

In der Profilansicht fällt beim letzterhaltenen Umgange die große Dicke auf, während die Schalenoberfläche der inneren Umgänge ganz flach erscheint und die Dicke 5 *mm* kaum überschreitet. Der Nabelabhang steht senkrecht auf den Flanken und seine Höhe nimmt am letzterhaltenen Umgang ungemein rasch zu. Die Lobenlinie wurde durch die Silizifikation auf der einen Seite ganz verwischt, auf der angewitterten anderen Seite erkennt man nur fünf Loben auf den Flanken, welche jedoch eine einfache Wellenlinie darstellen, von einer Zackung ist nichts mehr zu erkennen; am steilen Nabelabhange dürften drei enge Loben gestanden haben, was an *Aspidites* erinnern könnte.

Es wird Aufgabe einer örtlichen Nachsuche sein, das Vorkommen dieses einen so weitgehend verkieselten Stückes zu erklären und bessere Stücke aufzutreiben. Das vorliegende Stück dürfte wohl in die Gruppe *Meekoceras* gehören, wenn auch Flanken-, Nabel- und Externseite nicht gut stimmen wollen, die zum Teil wenigstens entfernt an *Sageceras* erinnern könnten, womit die geringe Lobenanzahl aber ganz und gar nicht stimmt, wie auch Prof. v. Arthaber meinte, dem ich das Stück zur Ansicht zusandte; auch die rasche Dickenzunahme ist auffallend. Ob das Stück aus dem *Ptychites*- oder aus

dem Daonellenhorizont stammt, bleibt eine offene Frage, der Erhaltungszustand würde eher auf den letzteren hinweisen.

Die Art der Verkieselung ist erwähnenswert. Das Stück zeigt nämlich unter der Lupe einen Aufbau aus lauter sehr kleinen Kügelchen, welche auch die Oberfläche der zum Teil wenigstens erhaltenen, wie es scheint dicht verkieselten Schale bedecken und das Innere erfüllen.

Die Cephalopoden des *Ptychites Studeri-flexuosus*-Horizonts Westbosniens.

(Eine vergleichende Studie.)

Im nachfolgenden bespreche ich die von Herrn Skakić, von mir und von Herrn Direktor E. Kittl gesammelten Cephalopodenreste aus der Zone Peći—Točilo do Vedošica und Duler—Tiskovac. Die Aufsammlungen Direktor Kittls erhielt ich erst nach der Bearbeitung meiner eigenen Aufsammlungen.

Die Art der Versteinerung ist besonders hervorzuheben. Die besterhaltenen Stücke vom Točilo do Vedošica, meinem südlichsten Fundpunkt, sind fast durchweg als Kieselkalke erhalten, welche mit Salzsäure betupft wenig oder ganz und gar nicht brausen, wenn die Schale vollkommen fehlt, während diese in der Regel ein Aufbrausen erkennen läßt. Mir war diese Art der Ausbildung selbstverständlich sehr interessant und ich beschloß, die Erscheinung etwas näher in Betracht zu ziehen. Die erwähnten Vorkommnisse von kieseligen Gesteinen in den Daonellenschichten waren mir zuerst aufgefallen, vor allem in den zerklüfteten, zum Teil selbst an Jaspis erinnernden Schichten. Doch davon sprach ich an anderer Stelle.

Erwähnt sei nur noch, daß dieselben Ammoniten sowohl in blutroten, als auch in grauweißen Kieselkalken auftreten; das wird in jedem einzelnen Falle erwähnt werden.

In einem Dünnschliffe, den Herr Dr. tech. Roman Grengg herstellte, glaube ich kugelige Körperchen gesehen zu haben, welche ich für Radiolare halten möchte.

Weitaus in größter Zahl treten die *Ptychites*-Arten auf und von diesen wieder die Formen, welche als *Ptychites flexuosus Mojs.* bezeichnet werden, nach welchen man den ganzen Horizont an allen mir bekanntgewordenen Fundorten bezeichnen könnte, da aber *Ptychites flexuosus Mojs.* mit *Ptychites Studeri v. Hau. u. Beyr.* und *Ptychites acutus Mojs.* innig verbunden ist, als die Zone des *Ptychites Studeri-flexuosus.*

Die hier zu besprechenden Reste entsprechen zum großen Teil demselben Horizont, welcher uns durch Fr. v. Hauer aus der Gegend von Sarajevo (Han Bulog „Haliluci") bekannt geworden ist, teils mögen sie aber auch einem etwas höheren Horizont gegen die Schichten mit *Daonella Lommeli* hin entsprechen oder in einigen Fällen diesem selbst.

Orthoceras multilabiatum v. Hau.

Ein *Orthoceras*-Bruchstück von Peći mit besonders hoher Kammer und mit einer Einschnürung des Steinkernes möchte ich zu dieser Form stellen.

Orthoceras cf. campanile Mojs.

Ein Bruchstück eines größeren *Orthoceras* mit einem Durchmesser bis 21 *mm* fand ich im Točilo do Vedošica, meiner südlichsten Fundstätte. Stammt aus einem hellen Kalke. Der Sipho ist mittelständig. Die Kammern sind bis 14 *mm* hoch. (Mojs., Med. Tr. Taf. XCIII, Fig. 2.)

Prof. Kittl sammelte mehrere Bruchstücke, welche zu *Orthoceras campanile Mojs.* gehören dürften, an den Fundstellen *P'* und *P'''*.

Orthoceras spec. ind.

Nur ein stark abgewittertes Stück aus dem roten mergeligen Kalke liegt mir von Peći vor. Der Sipho mittelständig. Das Stück könnte zu *Orthoceras dubium Hauer* gehören.

Atractites.

Hieran möchte ich gleich die wenigen Fundstücke anschließen, welche zu *Atractites* zu stellen sind. In Kittls Aufsammlungen finden sich drei Stücke.

Eines derselben wird sich als an *Atractites obeliscus v. Mojs.* anschließend bezeichnen lassen.

Es ist ein spitz zulaufendes Stück. Oben mißt es im Durchmesser 11·5 *mm*, unten aber 4·7 *mm*, doch erscheint der Querschnitt nicht kreisförmig, sondern elliptisch (4·2—4·7 *mm*), bei einer Länge des Bruchstückes von 37 *mm*. Die Schale, soweit sie angedeutet ist, scheint im Bereiche des Phragmoconus sehr dünn gewesen zu sein. Vom Rostrum ist nichts erhalten. Das Stück stammt von *P'*.

Ein zweites Stück von derselben Fundstelle mit teilweise erhaltenem Rostrum ist walzlich. Vom Phragmoconus sind nur 6 *mm* erkennbar, das übrige (32 *mm*) entfällt zum Teil auf das unten abgebrochene Rostrum, das an der Bruchstelle einen Durchmesser von 4·8—5 *mm* aufweist.

Atractites spec.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. XXV (III), Fig. 19.

Ein drittes, stark abgewittertes Bruchstück eines Phragmoconus (von *P''*), ca. 60 *mm*, lang mit ca. 33 *mm* Durchmesser. Niedere Luftkammern, deren Abstand nur 6—7 *mm* beträgt. Es zeigt den randständigen Sipho sehr schön.

Atractites sp. indet.

Ein kleines Rostrumbruchstück aus der Alveolenregion liegt mir von Duler vor. Das Rostrum ist verkieselt, während die Substanz der Alveole mit Säure braust.

Pleuronautilus Mosis (*Mojs.*) *v. Hauer.*

Nur ein Stück liegt mir von Duler vor, bei dem es mir gelang, die inneren Windungen bloßzulegen. Da die Externseite durchweg abgewittert ist, war eine sichere Bestimmung erschwert und ich dachte an eine mit *Pleuronautilus Pichleri* (*Beyr.*) *v. Hauer* näher verwandte Form. Nun fand sich jedoch in E. Kittls Aufsammlungen von der Fundstelle „Pečenci *P'''*" ein Stück, bei welchem es mir möglich war, die inneren Windungen mit ihrer Skulptur freizubekommen. Die kräftige, wohlausgebildete Skulptur der Schale stimmt so gut mit Fr. v. Hauers Abbildung von *Pleuronautilus Mosis* (Denkschr. LXIII, Taf. III, Fig. 3) überein, daß die Bestimmung außer Frage steht, wenn auch das eine von Mojsisovics von der Schreyeralm abgebildete, viel größere Stück weniger kräftige Skulptur aufweist. (Med. Trias, Taf. LXXXV, Fig. 3.) Die Maßverhältnisse sollen verglichen werden (nach den Abbildungen bei 1 u. 2):

	1. Schreyeralm	2. Han Bulog (Haliluci)	3. Duler	4. Pečenci *P'''*
Größter Durchmesser . . .	99·3	57·5	74·0	76·6
Höhe des letzten Umganges .	38·0	22·6	30·0	31·4
Größte Dicke	39·4	26·8	?	ca. 34·0
Nabelweite (an den Nähten gemessen)	36·3	20·4	26·2	29·6

Das Stück von Han Bulog ist sonach etwas enger genabelt als die westbosnischen Stücke. An dem Stücke von Pečenci *P'''* treten am Nabelrande nach dem Nabel vorragende Knoten auf, die an meinem Stücke besonders kräftig waren. An der Abbildung des Stückes von Haliluci sind diese Knoten viel schwächer, bei jenen von der Schreyeralpe ist nichts davon zu erkennen. Außer den zwei Knotenspiralen an der Marginalkante ist von einer Anschwellung der kräftigen, schräg nach vorn gerichteten Radialfalten, an den mir vorliegenden Stücken, nichts wahrzunehmen.

Von den Längslinien, welche v. Hauer am Nabelabhange zeichnet und (l. c. pag. 10 [246]) erwähnte, kann ich an den westbosnischen Stücken nichts erkennen, dagegen zeigt mein Stück auf den Flanken des inneren Umganges außer den feinen Querlinien, besonders in den Faltenmulden, sehr feine Spirallinien, welche eine überaus zarte Gitterung hervorrufen.

Nautilus subcarolinus Mojs.

In Kittls Aufsammlungen (*P'*) liegt ein hübscher Steinkern eines kleinen *Nautilus* aus einem von den roten Kalken mit Ptychiten

verschiedenen roten, stark sandigen Kalke vor, der sich an die kleinen Formen aus den *Trachyceras Aon*-Schichten anschließen dürfte: *Nautilus Acis Mnstr.*, *granulosostriatus Klipst.*, *lilianus Mojs.* (Med. Tr., Taf. LXXXIII.), aber auch *subcarolinus Mojs.* (l. c. Taf. LXXXIII, Fig. 1) der Schreyeralmschichten kommen in Betracht.

Das Stückchen hat einen Durchmesser von	20·0 *mm*
Die Höhe des letzten Umganges beträgt . .	9·0 „
Die Dicke desselben	8·8 „
Die Nabelweite	5·8 „

Der Querschnitt ist kreisförmig elliptisch, die Schale ist fast vollkommen aufgerollt. Die Lobenlinie ist sehr einfach, nur gegen die Externseite ganz leicht nach vorn gezogen. Das ganze Stückchen ist gekammert. Die ersten Windungen sind aus der Spirale gekrümmt. Der Sipho weit nach außen gerückt. An der einfach gekrümmten Kammerscheidewand an der Internseite eine Furche, den nach rückwärts vorgezogenen Internlobus verratend.

Von der Oberflächenbeschaffenheit der Schale ist nichts zu erkennen.

v. Hauer bildet (1887, Taf. III, Fig. 4) ein Schalenbruchstück eines größeren Individuums ab, das recht gut stimmt.

Ein Stück dieser Art sammelte ich auch im Točilo do Vedošica in einem grünlichgrauen, ziemlich grobkörnigen Sandstein mit Einschlüssen von größeren Rollstücken eines Kieselkalkes. Es ist in diesem festgebunden eingeschlossen und zeigt nur fünf aus dem Gestein herausragende Kammern. Nicht unerwähnt soll bleiben, daß auch das Stück aus dem Hofmuseum in einem freilich blutrot gefärbten Sandsteine zum Teil noch eingeschlossen ist.

Nautilus cf. granulosostriatus (v. Klipst.) Laube.

Endlich liegt mir auch das Bruchstück eines *Nautilus* aus den Daonellengesteinen vor, der bei der Präparation auch eine die zarte Skulptur zeigende Schalenpartie und den Abdruck der inneren Windungen ergab. Das Stück ist durch Druck etwas deformiert. Die zierliche Längs- und Anwachsstreifung ist auf der durch Präparation erhaltenen Seite deutlichst sichtbar. *N. granulosostriatus* wird aus den Mergeln der Stuoreswiesen bei St. Cassian angegeben (Mojs., Med. Tr., Taf. LXXXII, Fig. 7—9). Die Lobenlinie verläuft in der Tat fast geradlinig. Mir scheint nur die Windungszunahme etwas allmählicher zu sein als bei den abgebildeten Vergleichsstücken.

Ceratites cf. lennanus Mojs.

(Aus der Formengruppe von *Ceratites binodosus v. Hauer.*)

Taf. XXIII (I), Fig. 8.

Nur ein Stück liegt mir von Peći vor, mit etwas mehr als die Hälfte des letzten Umganges, der auf der einen sehr flach gewölbten Seite recht gut erhalten ist, während die andere Seite tief abge-

wittert doch noch den Verlauf der Loben erkennen läßt. Leider ist auch die besser erhaltene Seite der Abwitterung stark anheimgefallen. Am Rande erheben sich ziemlich dichtstehende Knoten. Die Flanken sind flach und glatt, lassen jedoch die von der Mitte aus wenig nach vorn gekrümmten ganz flachen Rippen oder Falten recht gut verfolgen. Sie haben Neigung zum paarigen parallelen Verlauf. Vom Nabelrande ab sind sie nur schwach angedeutet und spalten sich vor der Mitte der Flanken in je zwei. Genau in der Flankenmitte erhebt sich ein ziemlich starker spitzer Knoten. Nur einer ist vorhanden, die übrige Oberfläche ist dornenlos. Die Dornen am Außenrande stehen 4—5·5 *mm* voneinander ab.

Der Durchmesser mißt	64·5 *mm*
Die Höhe des letzten Umganges . .	32·0 „
Die Dicke des letzten Umganges ca.	16·3 „
Die Nabelweite . . . . .ca.	13·0 „

Zunächst wäre man wohl versucht, an *Ceratites binodosus v. Hauer* zu denken, die zahlreichen Außenknoten aber unterscheiden und deuten auf *Ceratites lennanus* hin. (v. Mojsisovics, Med. Tr. pag. 22, Taf. XXXVIII, Fig. 10, und Taf. XL, Fig. 15.) Die Maßverhältnisse stimmen ganz gut überein und auch der Verlauf der Loben spricht dafür. Aus einem grauen Kalke, der etwas an gewisse Kalke des Werfener Schieferhorizonts erinnert.

Ceratites Kittli nov. f.

(Aus der Formengruppe des *Cer. subnodosus Mojs.*)

Taf. XXV (III), Fig. 13.

Unter den von E. Kittl bei Pečenci (*P''*) gesammelten Materialien befindet sich ein recht gut erhaltener Steinkern eines Ceratiten, der eine nähere Betrachtung verdient. Er ist besonders in den inneren Umgängen (im gekammerten Teile) flach, während die Wohnkammer, soweit sie erhalten ist, sich rasch erweitert. Die Oberfläche des weitnabeligen Stückes ist auf der Wohnkammer mit kräftigen einfachen Rippen bedeckt, welche gegen die Außenseite nach vorn gekrümmt sind und in einem kräftigen Marginalknoten endigen. Unterhalb der Mitte der Flanken treten auf einzelnen der Rippen Knoten auf und auch am Nabelrande verdicken sie sich etwas, was am gekammerten Teil, welcher kürzere Schaltrippen aufweist, besonders deutlich wird, so daß man hier förmlich drei Knotenspiralen annehmen kann, was an *Cer. trinodosus* und, da das vorliegende Stück viel aufgerollter ist, an *Cer. evolvens v. Hauer* (1887, pag. 26, Taf. VI, Fig. 4) erinnert, was noch dadurch geschieht, daß am gekammerten Teil von den Flankenknoten an drei Stellen je zwei Rippen abgehen. Die Externseite ist glatt und flach aufgewölbt.

Die Loben sind sehr schön zu verfolgen, von den beiden gezackten Siphonalloben zu den gezackten Loben der Flanken, bis an den Nabelrand drei an der Zahl, und zwei kleine Zacken (Auxiliarloben), eine am Nabelrande und eine zweite am Nabelabhange. Auf

der Wohnkammer stehen 10 Rippen auf mehr als ein Drittel des Umganges, dann beginnen die Einschaltungen und sind im ganzen 17 Rippen (davon vier Spalt- und Schaltrippen) zu zählen, jede in einem Marginalknoten endigend.

Maßverhältnisse:		(a)
Größter Durchmesser	67·3 *mm*	68·8 *mm*
Höhe der Wohnkammer	25·4 „	28·6 „
Größte Dicke der Wohnkammer .	20·3 „	27·8 „
(Dicke in der Hälfte des Umganges	12·7 „)	145 „
Nabelweite	20·5 „	19·7 „

In Vergleich bringe ich die Maßverhältnisse von *Ceratites subnodosus Mojs.* (Med. Tr. Taf. X, Fig. 10) unter (*a*).

Es ist eine viel dicker werdende Form als alle bei F. v. Hauer und v. Mojsisovics abgebildeten. Außer den aus den Maßverhältnissen sich ergebenden Unterschieden würde die weniger gewölbte bis fast ausgeebnete Externseite das besprochene Stück von jenem von der Schreyeralpe unterscheiden.

Ceratites aff. bosnensis v. Hauer.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. XXV (III), Fig. 18.

In Prof. Kittls Aufsammlung liegt ein Wohnkammerbruchstück, welches sich den v. Hauerschen Arten *Ceratites fissicostatus*, *bispinosus* und *bosnensis* zugesellen dürfte (v. Hauer 1887, LIV. Bd. d. Denkschr., Taf. VII u. ebend. 1896, Bd. LXIII, Taf. VI, Fig. 1), ohne mit einer der Arten ohne weiteres vereinigt werden zu können. Bei dem mir vorliegenden Bruchstücke stehen die derbspitzigen Knoten am Rande der Externseite, am Ende der Rippen. Viel näher dem Nabelrande treten in einer zweiten Spirale etwas weniger kräftige Dornen auf, an welchen die vom Nabelrande kommenden Rippen sich in je zwei gabeln; die schwach beginnenden Spaltrippen ziehen derber werdend zu den Randdornen. Noch näher dem Nabelrand ist eine dritte Knotenspirale angedeutet. Wenn auch v. Hauer (l. c. 1896, pag. 255 [19]) darauf hinweist, daß die Skulptur dieser Formen „vielfachen Variationen unterworfen“ sei, „bei deren konsequenter Berücksichtigung beinahe jedes Exemplar zu einer besonderen Spezies gemacht werden müßte“, so scheint mir die konsequente Spaltung der Rippen in je zwei, das Hinabrücken der Flankendornen gegen den Nabelrand und die wohlaufgewölbte, aber nicht so ausgesprochen gekielte Externseite so bemerkenswert, daß die vorliegende Form den von Hauer aufgestellten Formen „mit einem besonderen Namen“ angeschlossen werden müßte, wenn der Erhaltungszustand ein besserer wäre. Übrigens ließ sich durch Abformung auch der nächstinnere Umgang wenigstens in der Externregion herstellen. In gleichen Abständen treten darauf die Dornenknoten, jeder am Ende einer Rippe, deutlich hervor und zwischen ihnen eine gerundete Aufwölbung in der Mittelebene.

v. Hauer hat später (l. c. LXIII. Bd., 1896, pag. 19) die stärker aufgeblähten Formen von Haliluci als *Ceratites halilucensis* (LIV., Taf. VI, Fig. 2) abgetrennt. Auch das mir vorliegende Stück ist viel dicker als *C. bosnensis*, die Stellung der Knoten ist jedoch das Unterscheidende, ebenso wie von *Cer. fissicostatus v. Hauer* (l. c. LXIII., Taf. VII, Fig. 1 u. 2). Diese Formen schließen sich zweifellos eng aneinander. Wenn das Hinabrücken der Knoten über die Mitte hinaus nicht hinreichen sollte, eine weitere Abtrennung notwendig zu machen, so gehört das mir vorliegende Bruchstück doch sicher in dieselbe Gruppe, möge man die betreffende Form, wie v. Hauer sagt, „als selbständige Art oder nur als Varietät" betrachten.

Ceratites (Halilucites) aff. rusticus v. Hauer spec.

Taf. XXIII (I), Fig. 7.

Von der Fundstelle bei Duler liegt mir leider nur in einem Stücke eine schön gekielte Form mit *Ceratites*-Loben (ganz einfache Sättel und einfach gezackte Loben) vor, die ich mit *Ceratites (Hungarites) rusticus H.* (Bosnien, Denkschr. LXIII., 1896, Taf. IX, Fig. 1—4) und *Ceratites (Hungarites) obliquus v. Hauer* (l. c. Fig. 5—7) in Vergleich bringen mußte. Die Kielfurchen sind weniger vertieft als bei *H. rusticus H.* Fr. v. Hauer hat die erstere Form als „*Hungarites?*" bezeichnet, während die zweite geradezu zu *Hungarites* gestellt wurde. Auf die erstgenannte Form gründete Diener (Sitzb. d. W. Ak. CXIV., 1., pag, 775) das Subgenus *Halilucites,* das sich besonders durch den gerundeten, nicht dachig zugeschärften Externkiel mit „tiefen Externfurchen" von *Hungarites* unterscheidet, das zweite Unterscheidungsmerkmal, „eine mehr oder weniger deutliche Konkavität" auf den Flanken, kann ich an meinem, auf der einen Seite recht wohlerhaltenen Stücke nicht wahrnehmen.

Mein Stück hat einen größten Durchmesser von nur	48·0 *mm*	(63·5)
bei einer Höhe des letzten Umganges von . . .	22·0 „	(24·3)
und einer Dicke von	14·0 „	(20·0)
welche dem Nabeldurchmesser	13·8 „	(20·7)

fast gleichkommt.

Die gleichen Maße nach der Abbildung von *H. rusticus v. H.* in gleichem Sinne gemessen setze ich in Klammern neben die Maße meines Stückes.

Die Flanken sind mit derben Rippen bedeckt, welche sich an der Externseite nach vorne krümmen. Die Rippen entspringen an den Nabelrandknoten, deren, ähnlich jenen bei Hauers *obliquus* (l. c. Fig. 5), etwa 15 im Umkreise stehen, während ich an der genannten Abbildung deren 19 zähle. Die von den Knoten abgehenden Rippen spalten sich vor der Flankenmitte in zwei oder drei. An den Spaltungsstellen sind knotige Verdickungen vorhanden. Am Furchenrande zähle ich 37 Spaltrippen im Umkreise, einige derselben bilden auch Schaltrippen.

Die Lobenlinie ließ sich nicht freibekommen, nach den an Abwitterungsstellen erkennbaren sind sie etwas breiter gebaut mit schön gerundeten Sätteln, ohne Andeutung von Lappung.

K. Diener hat in den Trinodosusschichten von der Schiechlingshöhe bei Hallstatt (Beiträge XIII., 1900, pag. 10) eine nahestehende Form als *Ceratites aff. obliquus v. Hauer* besprochen. Salopek hat (Glasnik XXIV., Agram 1912, pag. 5 d. Separatabdr.) bei Gregurić-Brijeg in der Samoborska Gora zwei Exemplare gefunden, welche er als *Halilucites cfr. rusticus Hau.* bezeichnet; sicherlich nahestehende Formen. Die Abbildungen (Djela Jugosl., Ak. XX., Agram 1912, Taf. I, Fig. 2) erlauben jedoch keinen sicheren Vergleich.

Japonites aff. planorbis v. Hau.

(Vielleicht eine neue Form.)

In Dir. E. Kittls Aufsammlungen (Pečenci *P'''*) liegt mir nur ein vielbeschädigtes Stück vor, bei dem ich zuerst an *Gymnites acutus v. Hau.* (1892, Taf. XII, Fig. 2) und *Sibyllites planorbis v. Hau.* (1896, Taf. XII, Fig. 7 u. 8) denken mußte.

Das mir vorliegende Stück erlaubte die folgenden Abmessungen:

		(*a*)	(*b*)
Durchmesser . . . . . . ca.	66·0 *mm*	92·6	58·4
Die Höhe des letzten Umganges .	20·5 „	30·4	16·5
Die Nabelweite . . . . . ca.	32·0 „	38·0	27·3

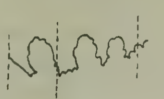
Ich setze unter (*a*) die Abmessungen des erstgenannten, unter (*b*) jene des zweiten Stückes (nach den Abbildungen in gleichem Sinne gemessen) daneben hin.

Schon daraus geht hervor, daß das zweite Vergleichsstück das näherstehende ist, wenn es auch um etwas weniges enger genabelt erscheint.

Die Skulptur ist auf meinem Stücke ähnlich. Die Schalenoberfläche ist mit sehr schwachen Radialfalten bedeckt. Der Unterschied liegt in der weniger zugeschärften Externseite, während bei Hauers Abbildung ein förmlicher Kiel gezeichnet wird. Freilich wird das kleinere Exemplar (l. c. Fig. 1 u. 2) darin wieder sehr ähnlich. Neuerlichst hat M. Salopek *Japonites* behandelt und *Sibyllites planorbis v. Hauer* dazugerechnet. Er selbst beschreibt eine neue Form als *Japonites crnogorensis* (Abh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag, 18, Taf. I, Fig. 1), ein flachscheibenförmiges Bruchstück mit scharfem Kiel, welches er unter anderen mit den indischen Formen *Jap. Chandra Diener* (1895, Taf. X, Fig. 4) und *Jap. Sugriva Diener* (1895, Vol. II., II., Taf. VII, Fig. 1) vergleicht. Die letztere Form scheint dem mir vorliegenden Stücke ähnlicher zu sein, schon der Beschaffenheit der Externseite nach. Diener bezeichnet diese Art als mit *Japonites planiplicatus Mojs.* nahe verwandt. *Japonites crnogorensis* unterscheidet sich von den genannten Formen, wie mir scheint, durch den ansehnlichen, breit gebauten Siphonallobus.

Das mir vorliegende Stück bietet insofern etwas Neues, weil die inneren Umgänge (2—4) weggebrochen, die innersten aber (5—7) wohlerhalten sind. Der fünfte Umgang (von außen gezählt) besitzt eine schöngekrümmte Externseite mit einer leichten Andeutung einer mittleren Erhöhung. Die Lobenlinie (Fig. 20) läßt sich von dieser bis an den Nabelrand gut verfolgen. Der Externsattel ist im Umriß spitz dreieckig. Der Syphonallobus klein, nach der Seite gerichtet, der erste Lateral unten einfach gezackt wie bei *Ceratites*, der darauf-

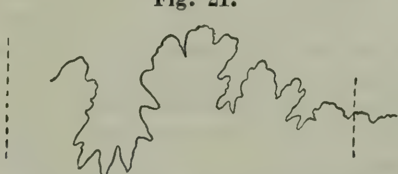
Fig. 20.



Lobenlinie des Kernstückes.
(Stark vergrößert.)

folgende breite Sattel ist kaum merklich gekerbt, der zweite Lateral klein, nach unten in ein Spitzchen auslaufend. Gegen den Nabelrand folgt noch ein kleiner, wie es scheint zweispitzig endigender Hilfslobus, an den sich sehr eng ein zweiter anschließt. Mit einiger Mühe gelang es mir, den zweiten Umgang abzuheben und die Lobenlinie an diesem durch Schleifen und vorsichtiges Ätzen frei zu bekommen (Fig. 21). Dadurch überzeugte ich mich, daß der Lobencharakter auch am zweiten Umgange derselbe ist, nur daß die Sättel tiefer eingeschnitten sind, etwa so, wie es v. Mojsisovics (Jap. Triasf., Beiträge VII., 1888, Taf. IV) bei seinem *Ceratites* (?) *planiplicatus* angibt, einer Form, die er später (Hallstatt, II., pag. 503) als *Japonites* bezeichnete.

Fig. 21.



Lobenlinie des vorletzten Umganges.
(Vergrößert.)

Der erste Seitenlobus ist ganz so wie bei *J. planiplicatus*, der zweite ist viel kürzer, der dritte ist klein und unten zweispitzig, mit den Spitzen etwas gegen die Externseite gerichtet. Der Sattel zwischen dem zweiten und dritten Lobus ist durch einen kleinen Nebenlobus in zwei Teilsättel zerlegt. Gegen den Nabelrand tritt nach einem niederen und breiten Sattel ein winziger zweispitziger Hilfslobus auf. Ein ähnlicher steht am Nabelhange. Bei *Japonites planiplicatus Mojs.* und bei den von Diener (l. c. Taf. VII und X)

abgebildeten Formen *Jap. Sugriva Dien.*, *Jap. runcinatus Opp. sp.* und *Jap. Chandra Dien.* ist der dritte Lobus deutlich schräg gegen die Externseite gerichtet, also ähnlich so wie bei *Gymnites.* Die Ähnlichkeit der allgemeinen Form und Evolution meiner Form sowohl als auch des *Japonites chandra Diener* mit *Gymnites acutus v. Hau.* ist eine gewiß überraschende.

Ich würde nicht angestanden haben, das vorliegende Stück mit Hauers *Sibyll. planorbis* zu identifizieren, wenn nicht der Lobencharakter mit den viel schmäler gebauten Loben mich abgehalten hätte, sowie der schärfere Kiel des fast gleichgroßen Stückes von Han Bulog.

Die formelle Ähnlichkeit von *Gymnites acutus v. Hau.*, *Japonites planiplicatus Mojs.* und *Japonites* („*Sibyllites*“ *v. H.*) *planorbis v. Hau.* ist auffallend genug, auch die Neigung des dritten Lobus gegen die Externseite ist ein Anklang an den *Gymnites*-Charakter. Schlüsse daraus zu ziehen erlaube ich mir nicht, das mir vorliegende Stück müßte besser erhalten sein.

Ptychites Studeri v. Hau. — flexuosus Mojs. — acutus Mojs.

Von dieser Formengruppe liegt mir ein sehr großes Material vor, sowohl in meinen Aufsammlungen als auch in jenen weil. Direktor Kittls, der von seinen 253 Stücken 190 Stücke als *Ptychites* und davon 9 Stücke als *Pt. flexuosus*, 91 als *Pt. acutus* bestimmte, 66 aber als „*juvenis*“ bezeichnete. In der Tat ist die größere Zahl der Fundstücke durch die zugeschärfte Externseite ausgezeichnet.

Bei der Durchsicht dieses großen Materials ergab sich schließlich die Überzeugung, daß v. Hauer wohl das rechte getroffen hat, als er *Ptychites acutus Mojs.* nur als eine Varietät auffaßte von seinem *Ptychites Studeri*, wobei er *Ptychites flexuosus Mojs.* mit *Pt. Studeri* vereinigte. Wenn ich die Fülle von Stücken überblicke, so ergibt sich mir jedoch eine gewisse Gruppierung; ich finde Stücke mit geraden oder nur wenig und selbst nach rückwärts gekrümmten Radien, für sie müßte der Name *Ptychites Studeri v. Hau.* festgehalten werden. Die viel größere Anzahl umfaßt Stücke mit den schön, fast sichelförmig gekrümmten Radien: *Ptychites flexuosus Mojsisovics*, von welchen eine geringere Anzahl durch sehr allmähliche Verschmälerung der Externseite auffällt, während die größere Zahl meiner Stücke die ziemlich rasche Verschmälerung, ja selbst Zuschärfung der Externseite zeigt, die bei manchen nur am vorletzten oder bei anderen bis zum drittletzten Umgang auftritt, während die inneren Umgänge rasch wieder breiter werden; alle Formen aber erscheinen in den innersten Umgängen geradezu aufgebläht. Es dürfte daher eine zusammengehörige Formengruppe vorliegen, für welche in der Tat der erste Name *Ptychites Studeri v. Hau.* aufrechterhalten werden sollte, wie denn auch die Ersten, die nach v. Hauer mit solchen Formen zu tun hatten, es so gehalten haben, und selbst Mojsisovics in seinen älteren Publikationen. Freilich würde sich daraus eine Nomenklatur ergeben, welche längst verlassen worden ist. Es müßte ja heißen: *Ptychites Studeri*, *Studeri-flexuosus* und *Studeri-*

flexuosus-acutus, damit wäre wohl die Priorität der Namengebung gewahrt und zugleich das verwandtschaftliche Verhältnis ersichtlich.

Ich will diese vielen Formen aber doch als *Ptychites Studeri v. Hau.*, *Ptychites flexuosus v. Mojs.* und *Ptychites flexuosus acutus* zusammenfassen, weil dies der neueren Bezeichnung sich wenigstens annähert.

Ptychites Studeri v. Hau.

Taf. XXIII (I), Fig. 4.

Die Gruppe der Ptychiten mit geraden, den Nabelrand nicht erreichenden Rippen, welche sogar die Neigung zeigen, sich leicht nach rückwärts zu krümmen, machen bei der Bestimmung die allergrößte Schwierigkeit, die um so größer wird dadurch, daß v. Hauer nach der Abhandlung von 1887, worin er seine Stellungnahme in der *Studeri*-Frage (l. c. pag. 48) recht bestimmt ausgesprochen hat, nicht mehr darauf zurückgekommen ist. Das Bedauerliche ist dabei, daß v. Hauers Originalexemplar, welches Mojsisovics wieder abbildete (Med. Trias Taf. LXIII, Fig. 1 *a—c*), und von dem es in der Tafelerklärung heißt: aus rotem Kalkstein unbekannten Fundortes aus Dalmatien, Zone des *Ceratites binodosus*, nicht auffindbar ist. Wenn man Fr. v. Hauers Originalabbildung (Sb. d. Ak. XXIV, geol. Notizen Taf. I, Fig. 1) mit der von Mojsisovics gegebenen Abbildung vergleicht, so glaubt man übrigens, daß sie nicht dasselbe Objekt darstellen, obgleich sie beide von demselben Zeichner hergestellt wurden. Da ich bei Peći ein Stück sammelte, welches trotz seiner geringen Größe: Durchmesser 63 *mm*, Dicke ca. 20 *mm*, Nabelweite 10 *mm*, einen vollen halben Umgang als der Wohnkammer angehörig aufweist, so gut mit den Maßverhältnissen bei dem Hauerschen Original stimmt (nach Mojsisovics l. c. pag. 261: 60:22:10·5), möchte ich das Stück als *Ptychites Studeri v. Hauer* bezeichnen, indem ich mich dabei auf die erwähnten Ausführungen v. Hauers stütze, der seinen *Ptychites Studeri* durchaus nicht auf Formen mit dem außergewöhnlichen Siphonallobus jener Originalfigur beschränkt wissen wollte. Ich bin übrigens der Meinung, daß die ganz absonderliche Ausbildung des Siphonallobus des Originalexemplars durch den Erhaltungszustand bedingt worden sein könnte. Derselbe ist bei allen Gliedern der Verwandtschaft sehr klein.

v. Hauers erste Beschreibung (1857) bezieht sich auf alpine Fundstücke und wird das Stück aus Dalmatien (?) nur miterwähnt und zur Darstellung der Lobenlinie benützt. Die Beschreibung gibt an (1857, pag. 147), daß der Siphonalsattel nicht auf der Mittellinie liege, was wohl auch auf eine Deformation schließen läßt. Bei den Stücken, welche mir Herr Skakić brachte und solchen, welche ich selbst sammelte, konnte ich mich überzeugen, daß infolge der verschiedengradigen Abwitterungen die Siphonalloben in der Tat die verkümmerte Erscheinung zeigen, welche v. Hauer zeichnen ließ, während an anderen Stellen derselben Stücke Zackungen deutlich werden.

Meine neuen Aufsammlungen haben die Zahl der zu *Ptychites Studeri Hau.* zu stellenden Stücke auf etwa 10 vermehrt. In Kittls

Materialien von P''' fanden sich fünf Stücke, welche ich der geraden Rippen wegen dazugerechnet habe. Darunter ein größeres Stück, bei dem der fünfte Flankenlobus schon am Nabelrande steht. Es ist durchweg gekammert. Von der Fundstelle P' liegen mir acht Stücke vor und auch zwei der kleinen Stücke haben die Rippung des *Ptychites Studeri*. Hie und da erkennt man auch die Neigung der Rippen, sich nach rückwärts zu krümmen. Die Zahl der Rippen und Zwischenrippen ist recht verschieden. Bei einem Stücke mit einem größeren Wohnkammeranteil zähle ich nur 15, bei einem anderen 18, bei einem Stücke von „Tiskovac" (von Skakić gesammelt) 21 solche Rippen.

Im folgenden gebe ich die Maßverhältnisse in Millimetern von sieben Stücken:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Durchmesser	83·0	63·0	55·0	51·5	50	38·0	26
Höhe des letzten Umganges	42·0	33·0	26·5	28·5	27	18·5	19
Dicke d. letzten Umganges ca.	29·0	23·5	23·6	20·2	19	15·6	13
Nabelweite	13·5	10·0	11·0	8·0	ca. 7	7·6	6

1. Kittls Sammlung von P'''.

2. Stück aus meiner Sammlung von Peći mit erhaltenem halben Wohnkammerumgang (Taf. XXIII (I), Fig. 4).

3. Kittls Sammlung von P' mit einem Viertelumgang Wohnkammer.

4. Das Stück von „Tiskovac" mit 21 Rippen, ohne Wohnkammerreste.

5., 6. u. 7. Kittls Sammlung von P'.

Das siebente Stück läßt auf der Außenseite den Sipho deutlich verfolgen. Die Verschiedenheiten der Maßverhältnisse sind immerhin recht beträchtlich, besonders jene der Nabelweite.

Das erwähnte Stück von Tiskovac (Nr. 4 der verglichenen Stücke), ein verhältnismäßig sehr guterhaltener Steinkern, ist durchaus gekammert.

Der Nabel ist tief hinein sichtbar, etwas enger als bei v. Hauers Type, etwa so, wie bei v. Mojsisovics' *Ptychites gibbus* (*Benecke*)[1], eine flachere Form mit zugeschärfter Externseite, während mein Stück in dieser Beziehung ganz den Stücken von Han Bulog gleicht, welche ich aus der Sammlung des k. k. Hofmuseums vergleichen konnte. Die weniger tief zerschlitzten Sättel gleichen aber wieder mehr der *gibbus*-Form. Der Externsattel ist klein, die kleinen Externloben zeigen unten zarte Zähnelung. Die Zahl der Sättel und Loben der

---

[1]) W. Benecke hat für seinen *Ammonites gibbus* (Beitr. 1865, pag. 154, Taf. II, Fig. 2) als auffallendstes Merkmal die keulenförmige Gestalt der 17 Rippen angegeben, was bei den Abbildungen v. Mojsisovics (l. c. Taf. LXV, Fig. 2—4) eigentlich wenig hervortritt. In einer Fußnote in v. Dittmars „Zur Fauna der Hallstätter Kalke" (Beiträge 1866, pag. 348) erklärt Benecke, daß es ihm „unzweifelhaft" scheine, daß sein *Ammonites gibbus* mit *Amm. Studeri Hau.* identisch sei, wofür auch die Lobenzeichnung bei Mojsisovics (l. c. Taf. LXV, Fig 2 *c*) spricht, wo Externsattel und -loben ganz die bei *Studeri* auftretende Ausbildung aufweisen.

Flanken ist bei allen drei Arten übereinstimmend. Der sechste Lobus fällt auf den gerundeten Nabelrand.

Auch bei den Vergleichen mit den drei genannten Arten kam ich schon bei den ersten Stücken, die mir zugegangen waren, zu der Überzeugung, daß sie einander sehr nahestehen, näher als daß man sie als sichere „Arten" betrachten könnte. Für *Ptychites flexuosus* bleibt eigentlich nur die Krümmung der Rippen übrig. Bei meinen Stücken von Peći käme noch die mehr scheibenförmige Gestalt (geringe Dicke) und die größere Anzahl der Loben hinzu, deren Zahl Mojsisovics jedoch als variabel angibt (l. c. pag. 262).

In der späteren Arbeit v. Hauers wurden *Ammonites cochleatus Opp.* und *rugifer Opp.* mit *Ptychites Studeri* vereinigt. Die erstgenannte Art (Pal. Mitt. Taf. LXXXV, Fig. 1) hat in der Tat große Ähnlichkeit, so daß sie auch Edm. v. Mojsisovics an *Pt. Studeri* als demselben zunächststehend angeschlossen hat (Med. Trias pag. 261). *Ammonites rugifer* zeigt freilich andere Eigentümlichkeiten, vor allem ist es ein viel dickeres Individuum, dessen Rippen weit an die Externseite hinaufreichen. Auch K. Diener hat in seiner großen Arbeit über die Muschelkalkcephalopoden des Himalaja (Pal. Ind. XV., II., 2., 1895, pag. 63, Taf. XVII, Fig. 3) dem zugestimmt. Ob nicht auch *Ptychites Sukra Dien.* (l. c. Taf. XXVII, Fig. 2) in die *Studeri*-Gruppe zu stellen sei, bleibe dahingestellt, die geraderippigen Formen scheinen mir auf eine nähere Verwandtschaft der „*Ptychites rugiferi*" hinzuweisen. Außer dem *Ammonites gibbus* Beneckes möchte ich von den von Mojsisovics zu seinem *Ptychites flexuosus* gestellten Formen noch die folgenden mit *Ptychites Studeri* zu vereinigen vorschlagen: Med. Trias Taf. LXIII, Fig. 3, von der Schreyeralpe, Fig. 4 von Reutte, Taf. LXIV, Fig. 2, von der Schreyeralpe, Taf. LXV, Fig. 2 (*Ptychites gibbus Mojs.*) von Ober-Prezzo, dessen Siphonalloben überraschend jenen von Hauers Original ähnlich sind. Vielleicht auch die Form Fig. 3 von derselben Lokalität. Alle haben die größte Ähnlichkeit auch in bezug auf die Rippung.

Ptychites opulentus E. v. Mojs.

Taf. XXIII (I), Fig. 3.

Ein hübsches kleines Steinkernexemplar von Peći mit recht deutlicher Lobenzeichnung, aufgebläht, eng und tiefnabelig mit einer deutlich ausgeprägten Steinkernfurche, die leicht nach rückwärts gekrümmt über die Außenseite hinüberzieht. Der Querschnitt der Umgänge ist breiter als hoch. Es ist vielleicht das Kernstück eines größeren Exemplars der *Studeri*-Formen.

Größter Durchmesser . .	32·0 *mm*	
Höhe } des Umganges bei	11·0 „	Die Mündungshöhe über dem vorhergehenden Umgang beträgt nur 7 *mm*.
Breite } 26 *mm* Durchm.	16·0 „	
Nabelweite	7·5 „	

Die Lobenlinie entspricht, besonders was die Kleinheit des Außensattels anbelangt, der Beschreibung bei v. Mojsisovics

(M. Tr. pag. 259, Taf. LXXIII, Fig. 4). Der fünfte Seitenlobus steht an der Nabelkante. Auffällig ist, daß nur eine Steinkerneinschnürung auftritt.

Zwei kleine Stückchen der Kittlschen Aufsammlungen (P') fallen durch stärkere Aufblähung und eines davon trotz seiner Kleinheit durch einen sehr weiten Nabel auf, der treppenförmig abfallend vier Umgänge darbietet. Dieses Stück hat einen Durchmesser von nur 26 *mm*, eine Höhe des letzten Umganges von 16·6 *mm*, bei einer Dicke von 13·3 *mm* und einer Nabelweite von 6 *mm*.

Diese Stücke werden wohl auch in die Gruppe der „*opulenti*" zu stellen sein, um so mehr, als auch Einschnürungen vorkommen, welche bei Kernstücken von *Ptychites opulentus* und *progressus* gezeichnet wurden (Med. Tr. Taf. LXXIII, Fig. 4, und Taf. LXVII, Fig. 6), freilich sind diese Stücke noch stärker aufgebläht.

Ein kleines Stück aus dem hellen Kalke (*P'*) entspräche aber auch dieser Bedingung: Durchmesser 20, Höhe 10, Dicke 13 und Nabelweite 5·7 *mm*. Es hat eine größere Zahl von Einschnürungen (5).

Mir liegen außerdem mehrere stärker aufgeblähte Stücke vor (in Kittls Aufsammlung, eines von *P''* und eines von *P'''*), welche sich durch die gerade verlaufenden Rippen, den tiefen Nabel, welcher bis vier Umgänge erkennen läßt, aber auch durch die Lobenbeschaffenheit an *Ptychites Studeri v. Hauer* anschließen. Ich zähle fünf ganz allmählich kleiner werdende Loben auf den Flanken bis zum Nabelrande.

Form und Rippung erinnern sehr an *Ptychites opulentus Mojs.* (Med. Tr. LXXIII, 1—4) und junge Exemplare von *Ptychites Suttneri* (l. c. LXXIV, Fig. 2 u. 4). Dasselbe gilt auch für *Ptychites progressus* (l. c. Taf. LXVII, Fig. 6) [1]). Die drei letztgenannten Formen unterscheiden sich dadurch, daß sie nur vier Loben auf den Flanken aufweisen und der fünfte schon am Nabelrande steht. Dazu kommt noch, daß bei dem der Form nach ähnlichen *Pt. opulentus* der Externsattel und Lobus durch den „ganz rudimentären Medianhöcker" sich unterscheidet. Bei meinen Stücken ist der Bau ganz wie bei *Pt. Studeri* klein, aber mit wohlentwickeltem Medianhöcker.

	1.	2.	3.	4.	5.	(6).	(7).
Durchmesser . . .	63	53·6	46	46·0	32	85	69·0
Höhe d. l. Umganges	32	28·0	24	22·7	16	45	35·0
Dicke	ca. 32	ca. 28·0	ca. 24	22·3	ca. 20	38	35·0
Nabelweite	10	8·0	7	8·0	6	15	9·5

(Das letzte der Maße [9·5] nach der Abbildung in gleicher Weise gemessen 13·5.)

1. Von *P''*. Der innere Umgang könnte globos genannt werden.

2. Von Peći. Von der Wohnkammer ein halber Umgang erhalten, 14 Rippen am halben Umgange. Taf. XXIII (I), Fig. 3.

3. Von *P'''*. Fünfter Lobus wie bei 4.

---

[1]) Was diesen Namen anbelangt, so ist v. Hauer eine Verwechslung widerfahren, indem er (1887, pag. 42) bei Anführung desselben auf Abbildungen von *Pt. opulentus Mojs.* verweist.

4. Von Peći. Der fünfte Lobus nahe am Nabelrande.

5. Von Peći.

(6). Oppel, Pal. Mitt. Taf. LXXXV, Fig. 1, zum Vergleich. Diener, Ceph. Muschelk., 1895, Taf. XVII, Fig. 3.

Die Annäherung an die indische Art ist groß, nur ist die Nabelweite eine größere. Die mir vorliegenden Stücke zeigen sonach eine weitgehende Annäherung an *Ptychites Studeri v. Hau.*

(7). *Ptychitus opulentus Mojs.* (Med. Tr. Taf. LXXIII, Fig. 2.)

Ptychites flexuosus Mojs.

Taf. XXIV (II), Fig. 9.

Besonders wohlerhaltene Stücke (Steinkerne) sammelte ich im Točilo do Vedošica, in einem grauweißen Gestein, welches zum Teil oder durch und durch verkieselt ist. Eines dieser (6) Stücke werde ich zum Ausgange meiner Darlegungen benützen.

Sein Durchmesser beträgt	132	*mm*
Die Höhe des letzten Umganges . .	69	„
Dicke des letzten Umganges . . .	37	„
Nabelweite	15	„

Wenn ich diese sicheren Maße mit jenen bei Mojsisovics vergleiche (l. c. pag. 262 u. 263), so ergibt sich, daß mein Stück dicker ist als die dickere Form von *Ptych. flexuosus Mojs.* Mein Stück weist mehr als einen halben Umgang ungekammert auf. Die Oberfläche zeigt die bezeichneten flexuosen Rippen, und zwar neun auf dem halben Umgange. Auf der Wohnkammer verflachen diese Rippen bis zur Undeutlichkeit. Gegen die Externseite weisen sie eine Verdickung auf, was auch den Zeichnungen bei Mojsisovics entspricht (l. c. Taf. LXIV, Fig. 1 u. 4). Zwischen je zwei der Rippen erkennt man unschwer zwei Schaltrippen, die nach vorn gekrümmt, über die zugeschärft erscheinende Externseite hinüberziehen, ebenso wie je zwei von den Hauptrippen auslaufende zarte Fältchen. Der Nabel ist steil abfallend und läßt fünf Umgänge erkennen. Die Loben sind vortrefflich zu verfolgen; ich zähle sechs auf den Flanken, der siebente steht am Nabelrande. Bei den inneren Umgängen erzeugen die Loben, am Nabelrande und -hange (zwei feinzackige), eine förmliche Gliederung der Umgänge.

Im folgenden gebe ich die Maßverhältnisse einer Anzahl der Stücke der Kittlschen Aufsammlungen, die ich zu *Pt. flexuosus* stelle:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
Durchm. .	228	153	139·0	119	105·7	99	81·2	81·7	79·0	69·6	47·7
Höhe . .	115	80	74·4	62	56·5	52	44·0	44·5	42·0	38·0	25·0
Dicke . .	75	ca. 40	36·0	30	28·0	29	21·4	22·0	22·4	18·5	15·7
Nabelweite	29	14	13·7	12	10·0	10	8·6	9·0	9·5	6·5	8·0

1. Rippen nicht erkennbar. Der letzte Umgang besitzt einen wenig hohen Nabelhang.

2. Auffallend flach. Die Schaltrippen lassen sich bis an den Nabelrand verfolgen.

3. 17 Rippen am Umgange, Nabel tief, läßt fünf Umgänge erkennen.

4. 17 Rippen. An zwei Stellen vor der Flankenmitte Neigung je zweier Rippen, sich zu vereinigen. Der Sattel vor dem Nabelrand leicht zweiteilig. Zarte kurze Schaltrippen. Von der Wohnkammer ist ein halber Umgang erhalten.

5. Von der Wohnkammer ein Viertelumgang erhalten, sieben Loben vor dem Nabel. 18 Rippen, mit Neigung je zweier, sich zu vereinigen. Nabel mit fünf Umgängen.

6. Durchweg gekammert. Sieben Loben auf den Flanken. Der dritte Lobus durch eine tiefere Sattelbucht ungleich zweiteilig, etwas stärker, als es Beyrich (1865, Taf. I, Fig. 5) zeichnen ließ. (Varietät.) Rippen weniger stark gekrümmt. Größte Dicke am Nabelrande.

7. Von der Wohnkammer ist ein halber Umgang erhalten. 14 Rippen.

8. Durchweg gekammert. 21 Rippen.

9. Durchweg gekammert. Sieben Loben (2 + 5), 15 Rippen.

10. Durchweg gekammert. 14 Rippen, eine davon ist nach rückwärts gekrümmt.

11. Durchweg gekammert. 12 Rippen, eine gegabelt, Neigung zur Rückwärtskrümmung. Größte Dicke am Nabelrande.

Alle 11 Individuen stammen von Kittls Fundort *P'*. Die Variabilität der Formen ergibt sich aus den gemachten Angaben, alle Stücke zeigen die Verschmälerung der Externseite. Bei den meisten Stücken liegt die größte Dicke in der Nähe der Mitte der Flanken. — Ein hübsches Bruchstück (von 74 *mm* Durchmesser) ist in der Mitte entzweigebrochen und läßt erkennen, daß die Zuschärfung der Externseite nach einwärts rasch abnimmt. Der innerste Kern erscheint fast kugelig, aber schon der dritte Umgang hat bei 10 *mm* Kammerhöhe eine Dicke von 9·6 *mm*. Auch die unter 9 gemessene Scheibe besteht aus zwei zusammenpassenden Hälften und zeigt schön die rasche Abnahme der Zuschärfung.

Ein Stück von *P'* (der Kittlschen Aufsammlungen) von 95 *mm* Durchmesser und 25 *mm* größter Dicke (auf der Mitte der Flanken) ist wie meine Stücke aus dem Točilo do Vedošica ganz verkieselt, stammt aus demselben grauweißen Gestein, ist entzweigebrochen und zeigt am drittletzten Umgange bereits die ausgesprochen runde Externseite (Textillustration Fig. 22).

An meiner südlichsten Fundstelle sammelte ich eine sehr wohlerhaltene halbe Scheibe von 57 *mm* Durchmesser, 30 *mm* Höhe des letzten halben Umganges, 16 *mm* Dicke und 8 *mm* Nabelweite, mit 14 flexuosen Rippen (auf dem Umgange) und einer scharfen Externseite, welches sich so verhält, wie es bei dem vorhergehenden Stücke gesagt wurde, der zweit- und drittletzte Umgang sind gerundet, der vierte ist bei einer Höhe von 6 *mm* 7·8 *mm* dick, der fünfte aber kugelig aufgebläht und gekammert. (Im Steinkerninnern findet sich eine größere Quarzausscheidung.) Textillustration Fig. 23.

Ein Stück von *P'''* will ich noch erwähnen, welches besonders stark zugeschärft erscheint. Es hat einen Teil der Schale behalten, welche neben den *flexuosus*-Falten parallele, am Nabelrande beginnende

Anwachslinien erkennen läßt, welche zart sind, gedrängt stehen und über die Externseite hinüber zu verfolgen sind, mit Krümmung gegen vorn, ganz so wie es Mojsisovics (l. c. Taf. LXIII, Fig. 5) zeichnen ließ. Man wird versucht, solche stärker zugeschärfte Stücke etwa als *Ptychites flexuosus var. acutus* zu bezeichnen. Nach allem aber, was ich beobachten konnte, wird es sich in der Tat empfehlen, den Namen *Ptychites flexuosus Mojs.* als Artbezeichnung festzuhalten, wie dies schon Fr. v. Hauer (1887, pag. 43 u. 44) vorgeschlagen hat. *Ammonites Studeri Beyr.* (l. c. pag. 123, Taf. I, Fig. 5) ist ein *Ptychites flexuosus Mojs.*, auch *Ptychites Makendra Diener* (1895, Taf. XVI, Fig. 1 u. 2) scheint mir ein ausgesprochener *flexuosus* zu sein.

Fig. 22. Fig. 23.



Mir liegen in meinen Aufsammlungen 11 Stücke (davon 10 Steinkerne) aus dem grauen Kalke von Peći vor, welche durch ihre flache Gestalt, die ähnliche Rippung, Nabelweite und Lobenzeichnung, mit größerer Anzahl der Hilfsloben (5—7), als einander sehr nahestehend sich ergeben. Ein Stück (1.) zeigt auch Überreste der Schale und Schalenoberfläche, seine Außenseite ist jedoch leider stark abgewittert. Es sind durchweg Stücke, die bis ans Ende gekammert sind. Die Maßverhältnisse von fünf Stücken sind, soweit sie sich feststellen lassen, die folgenden:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Durchmesser . . . ca.	90·0	87·0	81·0	59	38·5	41	72	172
Höhe des letzterhaltenen Umganges . . ca.	48·0	46·0	45·0	31	20·0	21	38	87
Dicke des letzterhaltenen Umganges	23·5	23·5	21·5	18	12·0	15	23	42
Nabelweite	13·0	10·0	8·3	8	5·5	5	9	17

(6.–8.: nach v. Mojsisovics)

Die Lobenzeichnung, wie sie von Beyrich (Muschelk. der Alpen, Taf. 1, Fig. 1 *c*) gegeben wurde, stimmt bei allen auf das beste überein, nur der Außensattel erscheint bei meinen Stücken etwas mehr gezackt. Die Außenloben sind etwas ansehnlicher, als es v. Mojsisovics (Taf. LXII, Fig. 4, 6 und 7) zeichnen ließ, nur jene auf Taf. LXIV, Fig. 3, haben Ähnlichkeit, am ähnlichsten ist jene Taf. LXVI, Fig. 3, von Reutte. Die Zahl der gegen außen stets nach vorn gekrümmten Rippen beträgt bei allen meiner Stücke 13—14. An den erhaltenen Schalenteilen des einen Stückes treten zwischen ihnen feine, gedrängt stehende Zwischenlinien auf. An einem ziemlich vollständigen Steinkerne läßt sich die Siphonalröhre gut erkennen. Der Nabel mehrerer meiner Steinkerne läßt zwei bis drei der inneren Umgänge treppenförmig abfallend gut verfolgen. Mojsisovics nimmt drei Lateralloben an, ich zählte nach dem Vorgange Beyrichs. Die Loben nehmen vom ersten Seitenlobus so schnell an Größe ab, daß man schon den zweiten Laterallobus als Hilfslobus bezeichnen möchte, so viel kleiner ist er als der erste.

Ptychites flexuosus ist von der Schreyeralpe als eine der häufigsten Formen bekannt. v. Mojsisovics lagen 150 Exemplare vor. Die Beständigkeit der Faltenrippen meiner Stücke und die Anzahl der Nebenloben läßt mich auch für diese Stücke das Festhalten der Art *Pt. flexuosus* als berechtigt erscheinen.

Ein Steinkern aus dem roten Kalke von Peći hat eine schöngerundete Außenseite, flachgewölbte Flanken und einen tiefen Nabel, der drei Umgänge erkennen läßt. Die Oberfläche ist mit 16 derben, wie Radspeichen nahe am gerundeten Nabelrande abstrahlenden Rippen bedeckt. Nur eine kurze Schaltrippe ist noch erkennbar.

Durchmesser	63·5	*mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	32·4	„
Dicke des letzten Umganges .	19—20·0	„
Nabelweite	9·0	„

Der Außensattel ist klein, der Außenlobus schmal gebaut. Auf den Flanken zähle ich bis zur Nabelkante sechs Loben. Ich möchte dabei an eine an *Ptychites Studeri* näher anschließende Form von *Ptychites flexuosus* denken, ähnlich etwa der von Mojsisovics (Med. Triaspr. Taf. LXIII, Fig. 3) abgebildeten Form.

Zwei weitere kleine Steinkerne dürften hier anzureihen sein.

Ptychites flexuosus v. Mojs. nov. var.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. XXV (III), Fig. 16 und Textillustration Fig. 24.

Von den vielen „Jugendformen“ oder Kernstücken der Kittlschen Aufsammlungen (von *P''*) will ich ein absonderliches Stück hervorheben.

Durchmesser . . . . ca.	45	*mm*
Höhe des letzten Umganges	24	„
Dicke	14	„
Nabelweite	6	„

Es ist durchweg gekammert. Die Oberfläche zeigt etwa 16 zumeist gerade verlaufende Rippen, nur eine, die äußerste, ist gekrümmt wie bei *Pt. flexuosus* und eine Spaltrippe ist leicht nach rückwärts gekrümmt. Die Hauptrippen des äußeren letzten Halbumganges reichen bis an die Externseite, wo sie knotig anschwellen, und zwar so, daß die Rippenknoten beider Seiten einander berühren, ein Verhältnis,



Fig. 24.



Ptychites flexuosus Mojs. var.

das ich bei keinem der vielen Stücke aus der *Pt. Studeri-flexuosus*-Gruppe wiedergesehen habe. Die eine der „Schaltrippen" zieht bis an die (rückwärts gekrümmte) Hauptrippe, mit der sie eine Art Gabel bildet. Das Stück besitzt sechs sich allmählich verkleinernde Loben auf den Flanken, der siebente Lobus (nach einem oben zweigeteilten Sattel) fällt auf den Nabelrand.

Ptychites flexuosus Mojs.-acutus Mojs.

Schon im vorhergehenden sind Stücke erwähnt worden, welche man versucht sein könnte, unter dieser Bezeichnung mit anderen zusammenzufassen, wenn sie auch zum Teil recht zahlreiche geschwungene Faltenrippen, also die *flexuosus*-Skulptur aufweisen, weshalb ich sie an diese Art anschloß. Die Stücke mit weniger zahlreichen Rippen (siehe pag. 664 [44], Nr. 7 u. 9, 10 u. 11) kämen dabei vornehmlich in Frage.

An *Ptychites flexuosus-acutus* möchte ich zwei große Stücke von Tiskovac anschließen, wovon eines besonders gut mit größeren Teilen der Schale erhalten ist. Die leicht, aber deutlich nach vorn gekrümmten Rippen schwächen sich auf der Wohnkammer sehr ab.

Durchmesser	127·0	*mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	69·0	„
Dicke des letzten Umganges . . .	37·5	„
Nabelweite	15·8	„

Die Maße stimmen recht gut mit jenen, welche Mojsisovics anführt (l. c. pag. 263, Taf. LXV, Fig. 1) überein.

Das zweite Stück war noch weit größer, der Durchmesser war sicher mehr als 140 *mm* bei einer etwas geringeren Dicke, es war sonach ein besonders flaches Individuum.

Im allgemeinen stehe ich bei der Entscheidung, ob diese Formen von *Pt. flexuosus Mojs.* und *Ptychites acutus Mojs.* in der Tat sicher auseinandergehalten werden können, vor derselben Schwierigkeit wie in früheren Fällen. In der Tat sind die Artunterschiede, welche Mojsisovics aufgestellt hat, nicht ausreichend, es bleibt nur die mehr oder weniger ausgeprägte Zuschärfung der Externseite übrig, denn die Zahl der Loben ist immer etwas veränderlich. In dieser Gruppe von Formen gibt es eben, wie bei vielen anderen, dickere und weniger dicke, mit vier oder fünf Adventivloben, mit mehr oder weniger zugeschärfter Externseite. Mojsisovics selbst bezeichnet Stücke als *Ptychites acutus*, welche die Falten gegen rückwärts wenden (Med. Tr. Taf. LXVI, Fig. 4 *a* und 5 *a*), neben solchen mit sichelförmig nach vorwärts gekrümmten Faltenrippen (l. c. Taf. LXVI, Fig. 6 *a*, Taf. LXIV, Fig. 4), so daß neben der, wie wir gesehen haben, wenig besagenden Zuschärfung nur die geringere Anzahl der Faltenrippen übrigbleibt, die wieder kaum zur sicheren Unterscheidung ausreichen dürfte.

Die Schwierigkeiten der Unterscheidung gehen aber noch weiter, sie greifen auch auf die von Mojsisovics aufgestellten „Gruppen“ hinüber.

Vier Steinkerne von „Tiskovac“ (Aufsammlung Skakić) sind flach in verschiedenem Maße, ihre Rippen sind nur ganz wenig gekrümmt (ca. 16 am Umgange), und zwar mit Neigung gegen rückwärts, wie es Hauer bei seinem *Pt. Studeri* zeichnen ließ. Der Nabel ist tief und läßt drei der inneren Umgänge erkennen.

Auf den flach gewölbten Flanken stehen sieben ziemlich breite Loben, wovon der siebente auf der Nabelkante liegt. Die Externloben sind ziemlich breit, der Externsattel ist kurz und unten breit. Von *Pt. acutus Mojs.* (l. c. Taf. LXIV, Fig. 4, LXV, Fig. 1 u. LXVI, 6) unterscheiden die bei diesem ausgesprochen *flexuosus*-artig gekrümmten Rippen. Freilich ist dieselbe Art (l. c. LXVI, Fig. 4 und 5) mit nach rückwärts gekrümmten Rippen gezeichnet, was wieder mehr an *Pt. Studeri* erinnern könnte und wieder beweist, wie recht v. Hauer gehabt hat, als er sagte (Denkschr. 1888, pag. 43), daß Mojsisovics mit seiner Artenbildung, wie ihm scheine, „zu weit oder viel zu wenig weit gegangen“ sei.

	1.	2.	3.	4.
Durchmesser	93·5	80·65	77·7	74·5
Höhe des letzten Umganges	52·0	46·00	40·0	39·0
Dicke des letzten Umganges	23·3	24·50	ca. 27·0	21·5
Nabelweite	9·4	9·00	10·0	8·8

Das letzte der Stücke zeigt auch einen Teil der Schalenoberfläche. Zwischen zwei etwas weiter als gewöhnlich abstehenden Rippen, welche leicht geschwungen sind, finden sich vier zartere Schaltrippen und eine feine Streifung im selben Sinne.

An der Fundstelle Peći kommen auch intensiv rot gefärbte Fundstücke dieser Gruppe vor.

Ein größerer Steinkern von flacher Form hat folgende Dimensionen:

Größter Durchmesser	107·0 *mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	55·0 „
Dicke des letzten Umganges . . .	30·0 „
Nabelweite	15·4 „

Die Nabelweite ist im Verhältnis viel größer.

Die Wohnkammer läßt ein scharfes Zulaufen der Außenseite nach dem Vorderrande zu erkennen, wo ein förmlicher Kiel entsteht, der durch ganz flache Furchen wie zugeschärft erscheint. Die Rippen sind auf der Wohnkammer ganz flach geworden, zeigen aber den gekrümmten Verlauf etwa wie bei *Ptychites flexuosus.* Nach dem geschilderten Verhalten an der Außenseite könnte man versucht sein, an *Ptychites evolvens Mojs.* zu denken, an welche Form auch der schöngerundete Querschnitt des vorletzten Umganges erinnern könnte. Ein recht ähnliches Verhalten sah ich an einem Stücke im Hofmuseum vom Han Bulog, welches Fr. v. Hauer als *Ptychites evolvens Mojs.* bezeichnete.

Die Lobenzeichnung, welche man an meinem Stücke recht gut verfolgen kann, stimmt jedoch nicht überein.

Der Außensattel ist niedrig, die Sättel- und Lobenstämme aber sind durchweg breit gebaut. Außer dem ersten und zweiten Lobus kann ich bis zur Nabelkante nur vier sich rasch verjüngende Hilfsloben erkennen.

In Duler herrschen die verschiedenen Ptychiten gleichfalls weitaus vor. Wir sammelten 22 Stücke, neben nur 4 anderen Arten angehörigen. Die Ptychiten gehören fast durchweg in die Gruppe der Flexuosen nach Mojsisovics, und zwar zu jenen Formen, welche sich der Form des *Ptychites acutus Mojs.* zuneigen und die ich als *Ptychites flexuosus var. acutus* zusammenfassen möchte. Nur das eine und andere Stück verdient eine Hervorhebung.

1. Eines meiner Stücke erscheint glatt, fast wie *Ptychites Uhligi* (aus der Gruppe *subflexuosi*). Vom Nabelrande gehen ziemlich derbe, furchige Streifen ab, die den „Anwachslinien“ bei *Ptychites flexuosus* ähnlich sind. Die Externseite ist nur wenig verjüngt.

2. Ein anderes der von Duler vorliegenden Stücke gleicht in der Form des Steinkernes recht sehr dem *Ptychites acutus Mojs.* (Med. Trias Taf. LXV, Fig. 1).

		Vergleichsstück
Durchmesser	102·5 *mm*	(102·52 *mm*)
Höhe des letzten Umganges .	55·0 „	(55·0 „)
Dicke des letzten Umganges ca.	27·5 „	(22·0 „)
Nabelweite	10·0 „	(11·5 „)

Mein Exemplar ist sonach enger genabelt und dicker.

Auffallend ist der wenig geschwungene Verlauf der Rippen, die eine kleine Verdickung aufweisen, was etwas an das Verhalten bei *Pt. striatoplicatus v. Hau.* (1887, Taf. VIII, Fig. 2 *a*) erinnern könnte. Diese Form scheint die in Duler vorherrschende zu sein. Ich will die Maße von noch zwei Stücken zum weiteren Vergleiche dem oben angegebenen beifügen, um die Variabilität weiter zu belegen.

Durchmesser	101·0	85·7
Höhe des letzten Umganges . .	57·4	48·5
Dicke des letzten Umganges .	27·5	26·0
Nabelweite	10·8	7·0

3. Ein flacher Steinkern mit scharfer Externseite und gutentwickelten Lobenlinien hat einen

Durchmesser von	61 *mm*
Höhe des letzten Umganges	32 „
Dicke des letzten Umganges	18 „
Nabelweite	8 „

Die Nabelweite ist im Verhältnis größer. Bis in den Nabelgrund sind im ganzen 8 Loben zu zählen, davon die zwei an der Naht sehr klein, der Lateral sehr ansehnlich, die übrigen gleichmäßig kleiner werdend

4. Form. Ein Steinkern mit Schalenresten, mit etwa 12 Faltenrippen im Umkreise. Der Externlobus ziemlich breit gebaut, der Laterallobus ansehnlich. Auf den inneren Umgängen scheinen die Falten zu verflachen; auf der zum Teil erhaltenen Schale ist eine deutliche, feine Streifung zu erkennen. Zu äußerst tritt eine noch feinere Streifung auf, mit welligem Verlaufe und mit feinen Verästelungen, wie man dies an der „Runzelschicht" beobachtet hat. Dieses Stück erinnerte mich etwas an *Ptychites noricus Mojs.*, nur erscheint die Externseite etwas schmäler und die Falten weniger deutlich nach vorn geschwungen (zwei Stücke).

Von Duler liegt mir ein etwas stärker aufgeblähtes Stück vor.

Durchmesser	62·3 *mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	32·0 „
Dicke des letzten Umganges . . .	24·6 „
Weite des Nabels	11·5 „

Es besitzt etwa 21 gerade, derbe, gegen die Außenseite sich verdickende Rippen. Das Aussehen ist so, wie es Benecke von seinem *Ammonites gibbus* (später *Studeri*) zeichnete (Beitr. Taf. II, Fig. 1). Ich würde das Stück als *Ptychites gibbus-Studeri Hau.* angesprochen haben, wenn es nicht den schön gezackten ausgesprochenen *flexuosus-acutus*-Siphonallobus besäße. (Med. Trias Taf. LXIV, Fig. 4 *c*.) Vielleicht ist es eine neue Form.

Vier der mit Teilen der Wohnkammer versehenen kleinen Stücke von Kittls Aufsammlung sollen in gleichem Sinne gemessen werden:

	1.	2.	3.	4.
Durchmesser	52·0	50·0	47·8	46·5
Höhe des letzten Umganges	28·0	27·2	26·4	24·0
Dicke	17·3	15·4	16·7	15·4
Nabelweite	8·0	5·5	6·0	7·2

Die Variabilität der Formen in bezug auf die Nabelweite ist auffallend.

Die Dicke ist im Verhältnis noch kleiner als bei *Ptychites acutus Mojs.*

Acht weitere Stücke bezeichne ich als *flexuosus Mojs.-acutus Mojs.* Acht Stücke als *Ptychites Studeri-flexuosus*, von welchen sechs schon oben besprochen wurden. 24 Stücke lassen keine irgendwie auffällige Zuschärfung der Externseite beobachten und werden wohl als typische *flexuosi* zu bezeichnen sein. 15 Stücke sind mit einer Verengung der Externseite, ja in einzelnen Fällen mit einer wahren Zuschärfung versehen und werden wohl zu *Ptychites flexuosus acutus* zu stellen sein. Daß *Ptychites acutus Mojs.* mit *flexuosus Mojs.* zusammengehörig sei, bestätigt auch die Betrachtung der Kleinformen. Die Lobenlinien der kleinen, von mir als *Ptychites Studeri v. Hauer* oder als *Ptychites Studeri-flexuosus* bezeichneten Verbindungsglieder, stehen in schöner Übereinstimmung mit jenen von *Ptychites flexuosus*, doch ist die geradlinige Rippung augenfälliger als die Variabilität der Dicke und Verengung der Externseite, wobei festzuhalten ist, daß äußerlich auch ausgesprochen zugeschärfte Stücke in der vor- oder drittletzten Windung die Rundung der Externseite aufweisen. Auch diese kleinen Stücke zeugen für die Schwierigkeit, die *flexuosus*-Formen mit Sicherheit als Arten oder Unterarten zu unterscheiden.

Ptychites sp.

(Aus der Formenreihe *Pt. Studeri v. Hau-Pt. flexuosus Mojs.*)

Aus einem reinen grauweißen Kalke (von *P'*) liegt mir ein mit der Schale erhaltenes Stück vor, mit ziemlich derben Rippen, die nach einwärts enger aneinandertreten und Neigung haben, sich gegen die Externseite hin nach rückwärts zu krümmen, nach außen zu aber weit voneinander abstehen, so daß auf dem halben Umgang nur etwa bis acht derselben vorhanden waren.

Aus demselben Hauptstücke erhielt ich ein Bruchstück einer flachen, konzentrisch gewulsteten Bivalve, welche unter der Lupe feine Anwachslinien erkennen läßt, aber keine Spur einer radialen Streifung. Für eine nähere Bestimmung reicht das Stück nicht hin, man könnte an eine *Posidonomya* denken.

Ptychites spec. ind.

Zweifellos aus demselben Horizonte stammt ein großes, flachscheibenförmiges Stück mit etwas weiterem Nabel und schwachen Andeutungen einer Sichelrippung. Es dürfte einen Durchmesser von

ca. 125 *mm* besessen haben, bei einem Nabeldurchmesser von ca. 13 *mm*. Das Stück ist ganz flachgedrückt. Bei der Präparierung und Ätzung kam ein Teil der äußeren Loben zum Vorschein: der erste Seitenlobus mit den beiden angrenzenden Sätteln. Der Lobus ist kräftig und besitzt einen breiten Stamm mit drei Spitzen; der äußere Sattel zeigt drei obere, gerundete Blätter, der innen folgende ist tiefer geschlitzt. Eine gewisse Ähnlichkeit hat die Zeichnung von *Ptychites flexuosus Mojs.* (l. c. Taf. LXIV, Fig. 3). Leider ist die Lobenbeschaffenheit von *Ptychites noricus Mojs.* aus den *Archelaus*-Schichten nicht bekannt. Dreispitzig ist der Lobus von *Pt. angusto-umbilicatus Böckh* aus der Zone des *Trachyceras Reitzi* gebaut (l. c. Taf. LXV, Fig. 6). Das Verhältnis des Durchmessers zur Nabelweite (60 : 6·5) ist bei dieser Art ein ganz ähnliches.

Ptychites Oppeli (*Mojs.*) *v. Hauer.*

Von Kittls Hauptfundpunkt (*P'*) liegt ein abgewittertes, aber im ganzen recht wohlerhaltenes größeres Stück eines rugiferen Ptychiten vor, an dem auch hie und da Teile der Schale erhalten blieben. Gekammert bis auf ein kleines äußerstes Stück. Der tiefe Nabel ist sehr gut freigemacht worden, so daß fünf Umgänge erkennbar sind.

Die Loben lassen sich bis in die Nähe des Nabelrandes gut verfolgen.

		(2)	(3)
Durchmesser	157·0	128	96
Höhe des letzten Umganges .	83·0	67	48
Größte Dicke . . . . . ca.	67·0	52	35
Nabelweite	19·5	16	14

Die entsprechenden Maße bei Mojsisovics unter (2) und (3).

Die Verhältnisse sind recht ähnlich. Die Höhe würde sich an dem mir vorliegenden Stücke mit 82 für (2) und mit 78·5 für (3) ergeben, es schließt sich sonach enger an die „dicke Form“ an, was auch für die Nabelweite zutrifft, es würde sich ergeben 19·3 für (2), 23 für (3). Der Steinkern läßt das Vorhandensein von flachen Radialfalten erkennen, welche nach einwärts kräftiger hervortreten. Die Schalenoberfläche zeigt wohlausgeprägte Anwachslinien.

Leider lassen sich nur vier Lateralloben erkennen, gegen den Nabelrand verdecken die Schalenreste die weiteren. Die Form der Loben ist durch den breiteren Stamm und die kürzeren Endzacken jener bei *Ptychites Breunigi Mojs.* (l. c. Taf. LXXI, Fig. 2) ähnlicher als jener bei Mojsisovics' Typus von *Pt. Oppeli* (l. c. Taf. LXXII, Fig. 2 *c*). Fr. v. Hauer (Han Bulog 1887, pag. 39) hat *Pt. Breunigi Mojs.* und *Pt. Seebachi* mit *Pt. Oppeli* wohl mit Recht vereinigt. Das mir vorliegende Stück reicht nicht hin, um zu dieser Frage Stellung zu nehmen. In der Tat scheint mir die Form der Loben etwas verschieden zu sein, was ganz wohl innerhalb der Grenzen der Variabilität liegen könnte.

Ptychites cf. Oppeli Mojs.

Nur ein Steinkern liegt mir von Peći vor, der einen Teil der Wohnkammer aufweist.

Größter Durchmesser	90·0 *mm*
Höhe des letzten Umganges . . .	50·0 „
Dicke des letzten Umganges . . .	38·5 „
Nabelweite	13·0 „

(Man vgl. die Maße des vorhergehenden Individuums.)

Das Auffallendste ist die außerordentliche Kleinheit der Externloben und die schmalgebauten Externsättel. Der erste Seitenlobus ist sehr breit gebaut, was auch für die folgenden drei Loben gilt. Auch die Sättel sind derb mit breitem Stamm. Die Loben und Sättel, soweit sie sich gut beobachten lassen, gleichen gleichfalls der Darstellung jener bei *Pt. Breunigi Mojs.* (Med. Tr. LXXI, Fig. 2 *c*). Mein Stück ist leider nur unvollständig erhalten und ein großer Teil des äußeren Umganges ist abgebrochen.

Die Oberfläche ist mit flachen Faltenrippen bedeckt, welche in ihrem Verlaufe an jene bei *Ptychites Studeri* erinnern könnten, es mögen 18—20 auf einen Umgang entfallen. Die Flanken gehen steil in die Nabeltiefe, aber so, daß eine abgerundete Nabelkante entsteht. Die Aufblähung der inneren Umgänge ist nicht sicher nachzuweisen.

In Kittls Aufsammlung (von P'') liegt ein leider wenig gut erhaltenes Steinkernbruchstück eines größeren Ptychiten, das ich hier anschließen möchte. Es besitzt eine schön gerundete Externseite. Ein Teil der Wohnkammer ist erhalten.

Durchmesser . . , ...	116·0 *mm*
Höhe des letzten Umganges . . ca.	61·0 „
Dicke . . . . ca.	40·0 „
Nabelweite	15·6 „

Die Oberfläche ist mit kräftigen, gerade gegen die Externseite verlaufenden Falten bedeckt (etwa 26—28 im Umkreise). Die Lobenlinie läßt auf den Flanken vier Loben erkennen, der fünfte steht am gerundeten Nabelrande, zwei weitere sehr kleine dürften auf dem steilen Hange des Nabels stehen. Loben und Sättel gleichmäßig in der Größe abnehmend. Den Siphonalsattel gelang es mir nicht sicher herauszupräparieren. Nur soviel steht fest, daß der schon nahe der Externseite stehende erste Sattel viel kürzer ist als der erste eigentliche Lateralsattel. Was ebenso wie die Formverhältnisse an *Ptychites Oppeli Mojs.* erinnert.

Die Maßverhältnisse stimmen bis auf die Dicke recht gut. Die inneren Windungen waren bei Kittls Stück dicker und gleichmäßig gerundet. Der drittletzte Umgang zeigt keine Faltung, wohl aber deutliche Einschnürungen im Abstande von etwa einem Fünftel des Umganges.

Ptychites Skakići n. f.

Taf. XXIII (I), Fig. 5.

Aus dem Točilo do Vedošica stammt ein mehr als zur Hälfte erhaltener Steinkern mit wohlausgeprägten Lobenlinien. Er hat einen Durchmesser von 71·5 *mm*, eine Höhe des letzterhaltenen (vollgekammerten) Umganges von 41 *mm*, eine größte Dicke von 40 *mm* bei einer Nabelweite von nur 7·5 *mm*. Die Oberfläche läuft schräg gegen die schmale Externseite. Der Nabel ist tief mit gerundetem Rande und senkrecht zur Oberfläche stehendem Abhange. Während der letzterhaltene Umgang sonach zugeschärft erscheint, sind die inneren dies viel weniger, ja der drittletzte Umgang ist gleichmäßig gerundet. Von einer Rippung nur leichte Andeutungen. Der Externlappen ist schmal dreieckig, die Externloben klein und besonders nach einwärts scharf gezackt. Darauf folgen drei kräftige Lateralloben mit starken Stämmen. Der vierte Lobus ist viel kleiner; am Nabelabhange treten noch zwei deutliche, ganz kleine Loben auf. Der vierte Sattel meines Stückes fällt durch eine tief hineinreichende Zweiteilung auf, mit ungleich großen Hälften. *Ptychites Suttneri Mojs.* (l. c. Taf. LXXIV, in den kleinen Exemplaren Fig. 2 *a*, *b*) hat eine ähnliche Gestalt. Die Lobenlinie unterscheidet, da hier nur drei gleichartige Lateralloben auftreten und auch der Siphonalsattel anders gestaltet ist. Die Endblätter der Sättel meines Stückes sind größer. Auch *Pt. Seebachi Mojs.* (l. c. Taf. LXVII, Fig. 7) zeigt eine ähnliche Verjüngung des Querschnittes, aber doch nicht in diesem Maße. Der Nabel ist viel weiter und nicht so hoch abfallend. Von den schönen Himalaya-Formen Dieners (Muschelk. Him. 1895) ließen sich in der Form des Querschnitts *Pt. Everesti Opp. sp.* (l. c. Taf. XX, Fig. 1) oder *Pt. Gerardi Blanf. sp.* (l. c. Taf. XVII, Fig. 2) vergleichen. Die Nabelausbildung meines Stückes, die glatte Oberfläche und die andere Formung des Siphonalsattels unterscheiden. Der Steinkern ist als roter Kieselkalk zu bezeichnen.

Ptychites aff. Skakići n. f.

In Kittls Aufsammlung (*P'*) liegt ein kleineres Steinkernstück, welches ich hier anschließen möchte.

Durchmesser	47·4 *mm*
Höhe des letzten Umganges	26·0 „
Dicke	28·0 „
Nabelweite	6·5 „

Der Nabel ist steil abfallend, die Loben von gleichem Charakter. Die Zuschärfung gegen die Externseite nur noch leicht angedeutet, wie es den inneren Windungen meines Stückes entsprechen würde. Die Oberfläche zeigt die Radialfalten deutlicher, während diese an meinem Stücke kaum angedeutet sind. Die Zweiteilung des vierten Sattels ist nicht vorhanden, die Sättel überhaupt schlanker gebaut.

Das Gestein dieses Stückes ist hellgrau und verkieselt (Kieselkalk), braust in der Steinkernmasse mit Säure gar nicht.

Ptychites spec.

(Neue Form aus der Verwandtschaft des *Pt. Gerardi Blanf.*)

Aus derselben Gesteinsart stammt ein weiteres Stück in Kittls Aufsammlung (*P''*). Dasselbe ist noch schärfer gegen die Externseite verjüngt und noch viel weitergehender eingerollt, so daß der Nabel ganz eng wird.

Durchmesser 63 *mm*, Höhe des letzten Umganges 40 *mm*, größte Dicke (am Nabelrand) 30 *mm*, Nabelweite ca. 2·8 *mm*. Siphonalsattel wie bei *Ptych. Skakići n. f.* Vier Lateralloben: der erste sehr groß, die übrigen rasch an Größe abnehmend. Am Nabelrande der fünfte Sattel. Die Sättel durchweg schlank und reich zerschlitzt. Der zweite tief zweiteilig. Ähnliche engnabelige Formen kommen sonst nur bei den „*Ptychites megalodisci*“ vor. Freilich wird auch *Ptychites Gerardi Blanf.* (Diener, Him. Muschelk. 1895, Taf, XVIII, Fig. 1, 2. Man vergl. auch Diener, Ladin. Spiti 1908, Taf. VI, Fig. 8) sehr engnabelig. Die letztere Form (aus den Daonellenschichten N. of Po.) zeigt auch die Zweiteilung der mittleren Sättel sehr schön. Die bosnischen Formen werden daher wohl am besten an *Ptychites Gerardi* (*Blanf.*) *Diener* anzuschließen sein.

Ptychites reticulatus n. f.

(Aus der Verwandtschaft des *Ptychites Nordenskjöldi Mojs.*)

Taf. XXIII (I), Fig. 2.

Beim Zerschlagen eines schlechterhaltenen Stückes, das ich bei Peći gesammelt habe, und zwar in einem roten Kalke, erhielt ich einen halben Umgang mit teilweise erhaltener Schale, der sich recht fremdartig ausnimmt.

Der Durchmesser dieses Stückes beträgt ca. 47 *mm*, die Höhe vom Nabelrande bis zur Höhe der Externseite gemessen ca. 25 *mm*, die Dicke ca. 25 *mm*, die Nabelweite, am oberen Nabelrande gemessen, 9 *mm*.

Das Stück besitzt eine schön und gleichmäßig gewölbte Externseite, die an die gleichfalls gleichmäßig gewölbten Flanken anschließt.

Die Oberfläche der erhaltenen dünnen Schale ist mit Rippen bedeckt, welche oberhalb des Nabelrandes ausgehen, wenig nach vorn gekrümmt sind und sich über die Externseite hinüber verfolgen lassen; vor der Mitte der Flanken scheinen sie sich zu gabeln. Auf dem Viertelumgange treten an der Externseite 15 in nicht ganz gleichen Abständen auf. Sie werden durch Spirallinien durchkreuzt. Ich zähle deren 6 auf einem Viertel des Umganges der einen Seite. An den Kreuzungsstellen entstehen Verdickungen, wodurch eine Art fast quadratischer Gitterung (von 2 *mm* Seitenlänge) entsteht. Von der Lobenlinie kann ich nur Teile wahrnehmen. Der niedere Siphonalsattel ist eng und setzt sich von einer Kammer zur anderen in der Form von zwei parallelen Linien fort (Siphonallinien). Die beiden Siphonalloben sind klein. Der daran grenzende erste Sattel ist schmal, dann folgt, ziemlich wenig tief zerschnitten, ein großer

Lobus mit sieben langen Spitzen. Im ganzen zähle ich bis zum Nabelrande vier Loben, der fünfte steht am Nabelrande selbst. Es ist eine Lobenlinie wie bei *Ptychites eusomus Beyrich sp.* (Mojs., Med. Tr. pag. 246, Taf. LXVII, Fig. 3*c*) oder bei *Pt. Stachei Mojs.* (l. c. LXII, Fig. 3), bei welch letzterer Form man auch die „Falten" über die Externseite hinüberziehen sieht.

Eine ähnliche Kombination von Rippung und Spirallinien finden sich, wie mir scheint, bei dem viel jüngeren Geschlechte *Sagenites*, man vergleiche *Sagenites Tschermaki Mojs.* (Hallstatt, Text pag. 159, II., Taf. CXCV, Fig. 8), aber auch bei *Sagenites Schaubachi* (l. c. Taf. CXCIV, Fig. 3). Die Lobenlinie ist eine den Ptychiten entsprechende. *Ptychites Nordenskjöldi Mojs.* (Arkt. Triasfaunen, St. Petersburg 1886, pag. 92, Taf. XIII, Fig. 3) aus dem Daonellenkalke von Saurie Hook auf Spitzbergen ist die einzige mir bekanntgewordene Art, welche eine ausgesprochene Spiralstruktur der Schale aufweist. Wenn man meine Beschreibung mit jener von Mojsisovics gegebenen vergleicht, so ergeben sich eine Menge von Anklängen. Die Lobenlinie stimmt sehr gut (l. c. Fig. 3*c*), die Einrollung ist ganz ähnlich. Eine mit dem Nabelrande meines Stückes parallel verlaufende, nur wenig davon abstehende seichte Furche zeigt dies; auch die große Dicke ist ähnlich. Von den Runzeln bemerke ich an meinem Stücke nichts und die Spirallinien meines Stückes verlaufen im Zusammenhange, während sie bei der nordischen Art nur durch spiralgerichtete Spitzen angedeutet sind.

Ptychites aff. rugifer Oppel spec.

Von meinen beiden Hauptfundorten liegt mir je ein Stück vor, welche leider nicht sehr gut erhalten sind, sich jedoch als in die Gruppe der *Rugiferi Mojs.* gehörig erweisen.

Das Stück von Peći (von Skakić ges.) hat in der Form die größte Ähnlichkeit mit der indischen Art (Pal. Mitt. 1863, Taf. LXXXV, Fig. 2), aber auch mit der von Salopec von Kaludjerac in Süddalmatien abgebildeten Form. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. XVI, 1911, Taf. III, Fig. 2). Die Rippen sind kräftiger als bei der ersteren, aber weniger kräftig als bei der dalmatinischen Form, welche als *Ptych. Pseudorugifer* bezeichnet wurde. Bei meinem Stücke (1) ist der

		Vergleichsstücke:					
	(1.)	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Durchmesser	86 *mm*	95	86	92	86	86·0	90·0
die Höhe des letzten Umganges	45 „	47	45	39	43	40·0	47·5
die Dicke . , ... ca.	45 „	50	46	40	49	58·0	46·0
die Nabelweite	15 „	16	16	23	12	12·5	10·6

2. *Pt. rugifer Opp.* nach Dieners Neuabbildung (1895, Taf. XXII, Fig. 2).

3. *Pt. pseudorugifer Salopec* (l. c. pag. 31).

4. *Ptychites seroplicatus v. Hauer* (Denkschr. 1892, Taf. XIII, Fig. 1.) (Am Steinkernanteil gemessen.)

5. *Ptychites Nordenskjöldi Mojs.* (Mém. St. Petersb. 1886 Taf. XXXIII, Fig. 6.)

6. *Ptych. tibetanus Mojs.* (Diener, Ceph. Musch. Pal. Ind. 1895, Taf. XXIV, Fig. 3.)

7. *Ptych. trochleaeformis* (*Lindstr.*) *Mojs.* (Mém. 1886, Taf. XII).

Salopec führt die Verschiedenheit der Loben als unterscheidend an. Die Loben meines Stückes sind nicht genügend zu verfolgen, um Schlüsse zu erlauben. Salopec nennt auch (l. c. pag. 31, Taf. I, Fig. 3) einen *Ptychites contractus n. sp.*, der mir dem *P. pseudorugifer* nahe zu stehen scheint. Bei diesem Stücke erstrecken sich die Rippen weniger weit zur Mittelebene hin. Auch *Ptych. Nordenskjöldi Mojs.* aus Spitzbergen (Mém. St. Petersb. Taf. XIII, Fig. 5, 6) dürfte zu den nahe verwandten Formen gehören.

Die Außenseite meines Stückes ist etwas schärfer gekrümmt, die feinen Einzelheiten der Skulptur sind nicht erhalten geblieben, die Zahl der kräftigen Rippen, die in der Nähe des Nabelrandes verschwinden, ist etwas weniger groß: ca. 23 (gegen 25 bei *Pt. rugifer*). Die Anzahl der Loben ist dieselbe wie bei dem Vergleichungsstücke l. c. Fig. 3 *c*, wobei nur auf die Verschiedenheit der gegebenen Zeichnungen hingewiesen werden mag (Fig. 3 *a*, *b* und 3 *c*).

Dies läßt sich an dem zweiten Stücke (von Tiskovac [Duler]), dessen Erhaltungszustand im übrigen weniger gut ist, erkennen.

M. Salopec hat vor kurzem aus grauen Kalken von Kaludjerac einen sehr ähnlichen *Ptychites pseudorugifer* beschrieben, der nur etwas weitnabeliger ist und eine weniger verschmälerte Außenseite aufweist.

Die Lobenlinie scheint gut übereinzustimmen, wäre sie an meinem Stücke von Peči etwas besser erhalten, ließe sich die Bestimmung sicherer vornehmen. *Ptychites seroplicatus v. Hauer* ist viel weiter genabelt, so daß er außer Betracht bleiben kann, auch sind seine Rippen derber und etwas geschwungen. Am nächsten werden wohl *Pt. rugifer Opp.* und *Pt. pseudorugifer Salop.* nach den Maßverhältnissen zu stehen kommen[1]).

Ptychites megalodiscus Beyr. sp.

Fünf Bruchstücke liegen mir von Peći vor, leider durchweg mehr weniger stark abgewitterte Steinkerne, jedoch mit recht gut zu verfolgenden Lobenlinien, die ich in die Gruppe des *Ptychites megalodiscus* nach v. Mojsisovics stellen möchte. Darunter befindet sich ein Steinkernbruchstück von auffallender Größe und durchweg gekammert. Es

[1]) Der Vergleich dieser Maßverhältnisse scheint mir eine größere Bedeutung für Verwandtschaft zu haben als man vielleicht anzunehmen geneigt ist. Seinerzeit habe ich bei dem Studium der gewaltig großen Materialien aus dem Oberjura der Gießhübler Vorkommnisse (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XVI, 2, 1907) gerade darauf das Hauptgewicht legen müssen, da der Erhaltungszustand, was die feineren Details anbelangt, leider nur zu viel zu wünschen übrig ließ. Mein verewigter Kollege Prof. Dr. V. Uhlig (N. Jahrb. 1909, pag. 263) hat nur nach den Abbildungen geurteilt und alle meine Ausführungen über die Wachstumsverhältnisse im Text außer Berücksichtigung gelassen.

mißt bei 200 *mm*, stammt somit von einem gewaltig großen Individuum her.

Mein Stück trägt viele der Merkmale von *Ptychites megalodiscus Beyrich* an sich, nur ist die Außenseite weniger scharf, so daß die Form des Steinkerns der von Mojsisovics (Med. Trias, Taf. LXXVIII, Fig. 1) abgebildeten kleineren Form ähnlich wird, bei welcher die Flanken von der Außenseite ab zuerst langsam und dann rascher sich aufwölben. Der Nabel ist verhältnismäßig etwas weiter, vom Nabelrand, wenn er auch am Steinkern gerundet ist, steil in die Tiefe abfallend. Von Falten ist am Sternkern nichts zu merken.

Die Lobenlinie läßt einen besonders schlank gebauten Außensattel erkennen, der weit nach vorn gezogen erscheint. Die beiden daranschließenden Lappen des Außenlobus sind jenem der Abbildung bei Beyrich recht ähnlich. Die Seitensättel sind tief zerschlitzt. Die Hilfsloben sind ungleich groß, besonders der zweite erscheint größer (breiter) als der erste und die darauf folgenden fünf oder sechs (bis zur Nabelkante).

An der in der Nabelgegend durchgehenden Abwitterungsfläche lassen sich vier oder fünf Umgänge verfolgen, die an der Außenseite wohl breiter gerundet erscheinen, ohne aber auf eine besondere Aufblähung der Schale schließen zu lassen.

Die auffallendste Erscheinung bleibt der schmal gebaute schlanke Außensattel.

v. Hauer hat in seinem reichen Material vom Han Bulog das Vorkommen von *Ptychites megalodiscus* in bis 290 *mm* im Durchmesser großen Stücken angeführt.

Zwei recht gute Stücke habe ich aus der Gegend von Duler mitgebracht. Beide Stücke besitzen eine scharf zulaufende Externseite, ja im oberen Teile der Flanken eine deutliche Zuschärfung. Die Lobenlinie stimmt gut mit der Abbildung bei Beyrich (Taf. II).

Die eine der Scheiben von Duler hat einen Durchmesser von mehr als 160 *mm* und ist durchweg gekammert, die zweite stammt von einem noch größeren Individuum her und weist auch noch ein Stück der Wohnkammer auf. Die Schalenoberfläche war mit, bis an die Externseite reichenden, scharf ausgeprägten Anwachslinien bedeckt. Der Nabel ist sehr eng, was von dem Typus bei Mojsisovics unterscheidet (mit „verhältnismäßig weitem Nabel"), auch von einem „hervortretenden Nabelrand" ist nicht zu sprechen. Die engnabeligen Stücke könnten als *var.* bezeichnet werden.

In Kittls Aufsammlungen liegen vier Stücke dieser Art, darunter eine engnabelige Scheibe (*P'*) von etwa 150 *mm* Durchmesser und 42·5 *mm* Dicke, mit sehr zierlich erhaltener Lobenlinie. Zwei Stücke von derselben Fundstelle sind typisch weiter genabelt. Auffallend ist der schmal gebaute erste Lateralsattel. Vielleicht wird diese Varietät später als eine eigene Form der „*Ptychites megalodisci*" (*Mojs.*) unterschieden werden können. Wobei jedoch hervorgehoben werden muß, daß auch bei *Ptychites megalodiscus* (*Beyr.*) *v. Mojs.* (man vgl. nur l. c. Taf. LXXVII und Taf. LXXVIII, Fig. 2) dieser Sattel sehr schmal gezeichnet wurde.

Breit ist der erste Lateralsattel bei dem vierten Stück der Kittlschen Sammlung (von *P''*), wo er sehr breit ausläuft, jedoch durch sehr kräftige sekundäre Loben zerschlitzt wird.

Unter den Stücken, die ich bei Peći sammelte, liegt ein Stück mit ganz ähnlich so schlank gebautem ersten Lateralsattel, das sich sonach dem Mojsisovicsschen Typus anschließt.

Erwähnt sei schließlich, daß die Zahl der Hilfssättel, die Mojsisovics zeichnet (Taf. LXXVII, Fig. *c*) geringer ist wie bei Beyrichs Typus und daß sie breiter gebaut gezeichnet werden, während bei meinen Stücken mehr und schmäler gebaute Auxilliaren auftreten, wie bei Beyrichs Form.

Im Točilo do Vedošica sammelte ich ein verkieseltes Kernstück mit sehr wohlerhaltenen Loben, welche es mich als zu *Ptychites megalodiscus Beyr. sp.* gehörig bestimmen lassen (Taf. I, Fig. 1).

Durchmesser	56·0	*mm*
Höhe des letzten Umganges .	32·0	„
Dicke des letzten Umganges .	19·0	„
Nabelweite	4·4	„

In der Mitte der Flanken erheben sich deutliche Radialfalten. Der Siphonalsattel mit wohlausgeprägten Zacken, der Siphonallobus zweispitzig, mit dritter, viel kürzerer Spitze.

Auch bei diesem Stück stimmt die von Beyrich gegebene Lobenzeichnung besser als die Bilder bei v. Mojsisovics. Sechs Loben auf den Flanken, der siebente am Nabelrand. Die Sättel vom zweiten an, der tief zweiteilig ist, mit deutlichen Nebenlobenzacken.

Ptychites aff. megalodiscus Beyr. sp.

Auf der Terrasse von Peći sammelte ich einen flach scheibenförmigen Steinkern mit scharfer Externseite und sehr engem Nabel. Er ist flacher als das von Mojsisovics (Med. Trias pag. 253, Taf. LXXVIII, Fig. 1) abgebildete Stück. Auf den flachgewölbten Flanken erheben sich flache, aber deutliche, gerade Radialfalten, etwa 8 am $1/4$ Umgange, die nach vorne schwächer werden. Auch gegen die Externseite zu verlieren sie sich. Bei dem verglichenen Stücke erscheinen nur vier solche Falten.

Durchmesser (meines Stückes)	91	*mm*
Größte Dicke (oberhalb des Nabelrandes) .	24	„
Nabelweite . . . . ca.	4	„

Die Lobenlinien stehen sehr gedrängt und sind besonders in den Sätteln enger und schlanker gebaut als bei den von Mojsisovics und Beyrich abgebildeten Stücken. Der Siphonalsattel ist gleichfalls etwas schmäler, aber sonst ganz von der dreieckigen Umrißform der *Megalodisci.* Dies unterscheidet nebst dem Fehlen jeder Andeutung einer Spiralstreifung von *Sturia*, welche in der Form der Schale und des Steinkerns recht ähnlich ist (man vgl. *Sturia Sansovini Mojs.* l. c. Taf. XLIX, Fig. 5). Der nächste Umgang war auch noch ganz gekammert. Reste von Scheidewänden haften dem Stückenoch an.

Im nachfolgenden eine Tabelle zum Vergleich der Maßverhältnisse einiger der Formen der *Ptychites megalodisci.*

1. *Ptychites megalodiscus Beyr.* von Reutte (Beyrich 1867, Taf. II).
2. *Ptychites megalodiscus (Beyr.) Mojs.* (Med. Trias 1882, Taf. LXXVII.)
3. *Ptychites megalodiscus (Beyr.) Mojs.* (Med. Trias 1882, Taf. LXXVIII, Fig. 1.)
4. *Ptychites megalodiscus (Beyr.) Mojs.* (Med. Trias 1882, Taf. LXXVIII, Fig. 2.)
5. *Ptychites Suttneri Mojs.* (Med. Trias, Taf. LXXIV, Fig. 1.)
6. *Ptychites Suttneri Mojs.* (Med. Trias, Taf. LXXIV, Fig. 3.)
7. *Ptychites evolvens Mojs.* (Med. Trias, Taf. LXXV, Fig. 1.)
8. *Ptychites megalodiscus Beyr. sp.* von Duler.
9. *Ptychites aff. megalodiscus Beyr. sp.* von Peći.
10. *Ptychites dux (Gieb.) Beyr.* (l. c. Taf. V, Fig. 1.) Die Maße stimmen fast vollständig mit jenen von *Pt. Suttneri Mojs.* (6) überein, dessen dritter Flankensattel auch ganz dieselbe Zweiteilung aufweist, die jedoch auch bei *Pt. megalodiscus Mojs.* (Taf. LXXVIII, Fig. 1*c* und Fig. 2*c*) auftritt.

Alle Stücke in gleichem Sinne nach den Abbildungen gemessen in Millimetern:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Durchmesser . . .	154	172	80	55	151	110	116·5	161	92	118
Höhe des letzten Umganges . . .	81	97·6	45	29	83	61	66·7	91	55·5	61
Dicke des letzten Umganges . . .	32·4	42·6	25	19·4	41	34	33	44·3	24	33·6
Nabelweite	8·3	8·2	5·5	8	ca.12	10	3·6	ca.8	4	9·8

Bei 3 u. 4 die größte Dicke näher dem Nabelrand, fast wie bei 5.

Ptychites sp. aff. Pt. dux (Giebel) Beyr. sp.

Unter meinen Stücken von Peći finden sich zwei größere, leider recht schlecht erhaltene Steinkernbruchstücke einer in die Gruppe des *Pt. megalodiscus* gehörigen Form mit weniger tiefgehend zerschlitzten, breiter gebauten Sätteln und Loben. Leider sind die schärfer zulaufenden Außenseiten der Sättel und Loben nicht sicher festzustellen. Auf keinen Fall ist der Siphonalsattel so lang ausgezogen, sondern dürfte kürzer und breiter gewesen sein, so daß man an den Typus der germanischen Trias: *Ptychites dux Giebel* (Beyrich l. c. Taf. V, Fig. 1, 2, 3) erinnert werden könnte, eine Form, die wie Mojsisovics ausführt (l. c. pag. 252) an *Ptychites Suttneri Mojs.* erinnern soll. Fr. v. Hauer (1888, pag. 41) bezweifelt, „ob wirklich hinreichende Gründe vorhanden" seien, sie von *Pt. megalodiscus* zu trennen. Meine Stücke lassen sechs Hilfsloben erkennen; der sechste, sehr kleine, steht am Nabelrande. Der zweite scheint, wie bei meinem *Pt. megalodiscus* der am stärksten entwickelte zu sein. Der schlechte

Erhaltungszustand läßt mich zu keinem sicheren Schlusse gelangen. Der vierte Flankensattel läßt eine deutliche Zweiteilung erkennen, in der Art wie es Beyrich bei seinem *Amm. dux* (l. c. Fig. 2) beim dritten und vielleicht auch beim vierten Sattel zeichnete. *Ptychites dux* ist nach Beyrich eine viel dickere Form mit einem erhöhten Nabelrande, was bei meinen Stücken nicht zutrifft. Das eine meiner Stücke hat eine Steinkernumgangshöhe von 76·5 *mm* (in der Mitte gemessen), am zweiten Stück ergeben sich 82 *mm* Höhe.

Sturia Sansovinii v. Mojs.

Mir liegen nur zwei Stücke von großen Individuen vor, das eine aus dem Točilo do Vedošica und das zweite von Kittls Fundstelle *P''*. Das letztere hat einen Duchmesser von 179 *mm* und bietet einen Teil der Wohnkammer. Mein Stück läßt die *Sturia*-Streifung sehr gut beobachten.

An dem großen Stücke von *P''* sind auch Teile der schlank gebauten Loben erhalten geblieben; die Sättel und Loben der benachbarten Kammern greifen dicht ineinander.

Gymnites

aus der Verwandtschaft des *Gymnites incultus Beyr. sp.* — *Gymnites Palmai Mojs.* liegt mir in einer größeren Anzahl von Stücken vor. Ich will nur das eine und andere besser erhaltene Stück einer näheren Betrachtung unterziehen.

Gymnites incultus Beyr. sp.

Einen recht gut erhaltenen Steinkern sammelte ich bei Peći. Er stimmt mit den Abbildungen, welche v. Mojsisovics gegeben hat (Med. Trias Taf. LIV) recht gut überein.

Bei 80 *mm* Durchmesser entfallen auf die Nabelweite 33 (Verhältn. 2·42) *mm*. Bei Mojsisovics (l. c.) Fig. 1 auf 138·5 *mm* eine Nabelweite von 53·5 (2·58) *mm*, bei Fig. 2 94:34·5 (2·7) *mm*, nach Beyrichs Abbildung (Berl. Ak. 1865) 87·5:34 (2·57) *mm*. Bei von Hauers *Gymnites bosnensis* (1887, Taf. VIII, Fig. 1) 121:45 (2·7). Mein Stück ist sonach unter den in Vergleich gebrachten das am meisten aufgerollte. Die Höhe des letzten erhaltenen Umganges meines Stückes beträgt 26 *mm*, bei Mojsisovics (l. c. Fig. 1) 50 *mm*, (l. c. Fig. 2) 40 *mm*, bei Beyrich 31·2 *mm*, bei v. Hauer 42 *mm*.

Das Verhältnis von Durchmesser durch Höhe beträgt sonach bei meinem Stücke 3+ bei den Vergleichsstücken in derselben Ordnung 2·7, 2·7, +, 2·8 und 2·88. Mein Stück hat sonach eine Zunahme, welche allmählicher erfolgt als bei allen Vergleichsformen und jener bei *G. bosnensis v. Hauer* am nächsten steht. Der Lobenbau ist analog, nur erscheinen mir die Stämme von Loben und Sätteln an meinem Stücke viel kräftiger.

Prof. Kittl hat eine größere Anzahl von *Gymnites*-Stücken gesammelt (zumeist Bruchstücke). Eine große Scheibe (von *P''*) hat einen Durchmesser von 205 *mm*, besitzt aber kräftige Rippen, etwa so, wie es v. Mojsisovics bei seinem *Gymnites Palmai* von der Schreyer Alpe zeichnen ließ (Med. Trias Taf. LVIII). Die Erhaltung ist nicht ausreichend, um eine sichere Bestimmung vorzunehmen, um so weniger, als ja nach v. Hauer, nach seinen so reichhaltigen Materialien die Unterscheidung von *Gymn. Palmai* und *incultus* nicht festzuhalten imstande war (1887, pag. 35). Ich will das Stück deshalb als *Gymnites cf. incultus — Palmai* bezeichnen. Freilich ist von einem steilen Abfall der Schale zum Nabel nichts wahrzunehmen.

Die Maßverhältnisse wären: Durchmesser 205 *mm*, Höhe des letzten Umganges 69·5 *mm*, Nabelweite 82 *mm* (Verhältnis 205 : 82 = 2·5). Bei *G. Palmai* (Med. Trias LVII, Fig. 1) ist dieses Verhältnis = 2·4.

Ein nicht deformiertes Bruchstück von demselben Fundorte mit Radialfalten läßt erkennen, daß die allmähliche Abdachung zum Nabelrande eine recht bezeichnende Eigenschaft sein dürfte, aller flach scheibenförmigen an *G. incultus* anschließenden Gymniten.

K. Diener hat es bei seinem *Gymnites Mojsisovicsi* von der Schichlingshöhe bei Hallstadt (Beitr. Öst.-Ung. etc., XIII, 1900, Taf. II, Fig. 1) recht schön zur Darstellung gebracht.

Diese Formen spielen an den Fundorten zwischen Peći und Pečenci eine Hauptrolle.

Auch einen großen Steinkern, aus dem Točilo do Vedošica, mit sehr wohlerhaltenen Lobenlinien möchte ich als *Gymnites incultus Beyr.* ansprechen. In der Sehne gemessen, beträgt die Länge des Stückes über 190 *mm* und die größere Höhe des letzten Umganges 61 *mm*, die größte Dicke (auf die Mitte der Flanken) 35 *mm*. Der Steinkern läßt deutliche Radialrippen am letzterhaltenen Umgange erkennen, jedoch ohne jede Spur von einer Knotenspirale (wie sie v. Hauer bei seinem *Gymnites bosnensis* zeichnet [LIV, 1887, Taf. VIII, Fig. 1]). Auch bei diesem Stücke sind die Lobenstämme noch kräftiger gebaut als bei Beyrichs *G. incultus*.

An diese Stücke schließt sich zunächst ein Stück von Peći an, welches durch gewisse Merkmale sich unterscheidet, so daß ich versucht bin, es als *Gymnites pećiensis n. f.* abzutrennen. Mehrere Stücke der E. Kittlschen Aufsammlungen würden sich daran schließen lassen.

Gymnites pećiensis n. f.

Ein Steinkernbruchstück eines sehr großen Individuums habe ich bei Peći gesammelt, das bis an das Ende gekammert ist. In der Sehne des Bruchstückes gemessen ergeben sich 174 *mm*. Es ist sonach ein ziemlich großes Individuum gewesen. Die Außenseite ist gerundet, die Flanken sind flach, besaßen jedoch kräftige Radialfalten, wenn man dies auch an meinem Stücke nur durch die Schattenwirkung deutlicher wahrnimmt, ähnlich so, wie es v. Hauer bei seinem *G. bosnensis* angibt. Die Höhe des letzten Umganges beträgt (in der Mitte gemessen) 59 *mm*, die Dicke 28 *mm*, das Stück war sonach noch flacher als die von Mojsisovics gemessenen Stücke

(l. c. pag. 234). Der Nabel war offener als bei den von Mojsisovics (Med. Trias) zur Darstellung gebrachten verwandten Stücken: *G. incultus Beyr.* Taf. LV, *G. Humboldti Mojs.*, Taf. LVI, *G. obliquus Mojs.*, Taf. LVII, *G. Palmai Mojs.*, Taf. LIX und *G. Credneri Mojs.*, Taf. LIX. Die Lobenlinien sind an meinem Stücke recht gut zu verfolgen.

Auffallend groß ist der Außenlobus, der noch kräftiger ist als bei *Gymnites incultus Beyr. sp.* (Abhandl. d. Berl. Ak. 1867, Taf. III, Fig. 1 *c*) und am nächsten zu stehen käme dem von Mojsisovics bei *G. Credneri* gezeichneten (l. c. Taf. LIX, Fig. 2) oder der als *G. Moelleri* bezeichneten Form. Beide diese Arten werden aus den *Archelaus*-Schichten im Friaulischen angegeben. Die Faltenandeutungen lassen an *G. obliquus Mojs.* denken (l. c. Taf. LVI), an welche Form auch die Krümmung der Schale denken ließe, die auf einen „elliptischen Umriß" (l. c. pag. 236) deutet. Mojsisovics führt an, daß die Loben jenen von *G. Palmai* ähnlich seien. *G. Palmai* hat jedoch einen ganz anders gestalteten Außenlobus (l. c. Taf. LVII, Fig. 1 *c*).

Schon Fr. v. Hauer (Denkschr. d. Wiener Ak. 1888, pag. 34 ff.) hat hervorgehoben, daß es ihm nicht gut möglich gewesen sei, bei seinen zahlreichen Stücken von Han Bulog *Gymnites incultus Beyr.*, *Palmai* und *obliquus Mojs.* sicher zu trennen. Vielleicht könnte die Verschiedenheit gerade des Außenlappens leiten.

Als Unterschiede von *G. bosnensis v. Hauer* wären anzugeben: die *G. obliquus*-Skulptur, das weitere Übergreifen der Umgänge über die vorhergehenden, die abweichende Gestaltung des Externsattels, der wohl auch dreilappig erscheint, aber weniger hoch ist und einen viel breiter und gedrungener gebauten Hilfslobus im seitlichen Sattellappen aufweist und endlich das auffallendste, von *G. bosnensis v. Hau.* sowohl als auch von *Gymnites incultus Beyr. sp.* unterscheidende Merkmal, den sehr kräftigen dreiästigen Siphonallobus mit seinem gedrungenen symmetrischen Bau.

In Kittls Aufsammlung (von *P'*) liegen neben vielen weniger gut erhaltenen Stücken vor allem zwei Stücke, welche die Oberflächenskulptur der Wohnkammer ähnlich jener bei *Gymnites obliquus Mojs.* (Med. Trias, pag. 236, Taf. LVI) auf das schönste erkennen lassen.

Das eine der beiden Stücke stammt von einer flachen Scheibe von mehr als 136 *mm* Durchmesser, das zweite ist ein gekammertes Bruchstück einer viel größeren Scheibe, mit außergewöhnlich wohl erhaltenen Loben, das auch am Steinkern die Knoten und Falten aufweist, so wie mein Stück von Peći.

Auch die Evolution ist wie bei der Vergleichsform, sowie auch die Form des Querschnitts, dagegen stimmen die Loben nicht. Besonders der für die verschiedenen Arten bezeichnende Siphonalhöcker und -lobus sind durchaus nicht wie bei *Gymn. obliquus* — *Palmai* (Mojsisovics weist auf die Ähnlichkeit beider hin), sondern ganz nach dem Plan bei *Gymn. incultus Beyr. sp.* breit dreilappig und mit großem dreiästigen Siphonallobus. Während die Loben kräftig und gedrungen gebaut sind, geht die Zerschlitzung der schmalen Sättel sehr weit. Eine große Ähnlichkeit hat die Lobenlinie wie sie Mojsisovics bei seinem *Gymnites Credneri* zeichnen ließ (Med. Trias, Taf. LIX, Fig. 2), der auch in der Oberflächenskulptur eine gewisse Ähnlichkeit besitzt.

aber durch seine eigenartige Involution (wodurch ein enger Nabel resultiert) auf das bestimmteste sich unterscheidet.

Man steht damit wieder wie vor einem Rätsel: Formübereinstimmung und ganz verschiedener Lobencharakter. Ähnliches ist freilich auch bei *Gymnites bosnensis v. Hau.* (1887, Taf. VIII, Fig. 1*a* und 1*c*) der Fall.

Während die Skulptur mit den fast sichelrippigen Falten und der Verdickung und Knotung derselben in der Flankenmitte so gut mit *Gymn. obliquus* übereinstimmen würde, ergibt sich ein weiterer Unterschied aus dem, besonders bei der besprochenen Scheibe so schön zur Wahrnehmung kommenden Mangel des Abfalles der Flanken zum Nabel, sie verlaufen ganz allmählich und enden in einer förmlichen Schneide. Die Dimensionen kann ich zum Teil nur schätzen.

		(*a*)	(*b*)	(*c*)
		Millimeter		
Der Durchmesser mag betragen haben .	ca. 140	182	164	121
Die Höhe des letzten Umganges	50	62	43	42·5
Die größte Dicke, die sich bei meinem Stücke einen halben Umgang weiter auf 17 *mm* vermindert	24·5	40	13	18
Die Nabelweite	ca. 46	69	8	45

Zum Vergleich setze ich die Maßangaben nach Mojsisovics von *Gymn. obliquus* (Taf. LVI) unter (*a*), jene von *Gymnites Credneri* (Taf. LIX) unter (*b*) und von *Gymn. bosnensis v. Hau.* (nach der Abbildung gemessen) unter (*c*) (1887, Taf. VIII, Fig. 1).

In Kittls Aufsammlung liegen noch sehr verschieden große Bruchstücke, die durchweg diesen kräftigen dreiästigen Lobus aufweisen und wenn sie auch verschieden stark abgewittert sind, in größeren Stücken auch die Radialfalten erkennen lassen.

Loben und Sättel sind im übrigen auffallend schlank gebaut, ohne die Verbreiterung der Loben am unteren Ende, wie dies die Lobenzeichnung bei Beyrich zeigt. Die *Gymnites*-Hilfsloben sind zahlreich, ich zähle bei einem Stück 7—8 von verschiedener Größe, darunter einen mittleren dreiästigen und zwei deutliche zweispitzige.

Die inneren Windungen haben eine glatte Oberfläche; der dreiästige Siphonallobus bleibt das bezeichnendste Merkmal.

Eines der Stücke, das mir herauszupräparieren gelang, hat bei einem

		Bei *G. incultus Beyr.* (Taf. III, Fig. 1)	
Durchmesser von . . .	58 *mm*	90 *mm*	Dieses Individuum hat sonach einen im Verhältnis etwas weiteren Nabel.
eine Höhe des letzten Umganges von	24 „	32 „	
bei einer Dicke von . .	12 „	16 „	
und einer Nabelweite von	20 „	34 „	

Diese Form erreicht eine ansehnliche Größe, wie ein Bruchstück zeigt, das den letzten Umgang mit einem großen ungekammerten

Teil aufweist, mit der bezeichnenden Skulptur und dem kräftigen dreizähligen Siphonallobus. Der Wohnkammersteinkern hat eine Höhe von 62 *mm* bei einer Dicke von 36 *mm*, was auf einen Durchmesser von mehr als 170 *mm* schließen läßt.

Gymnites bosnensis v. Hau. var.

Ein verhältnismäßig recht gut erhaltenes ansehnliches Stück eines *Gymnites* habe ich in Duler gesammelt.

Das Stück hat einen größten Durchmesser von .	195·0 *mm*	(190)
Höhe des letzterhaltenen Umganges	68·5 „	(68)
Dicke	35·0 „	(38)
Nabelweite	69·0 „	(70)

In Klammern setze ich dieselben Maße bei Hauers *Gymnites bosnensis*. Die Übereinstimmung der Maße ist eine sehr große, die geringen Verschiedenheiten liegen zweifellos innerhalb der Grenzen der individuellen Veränderlichkeiten.

Mein Stück war, wie die Anwachsspur erkennen läßt, etwa um einen halben Umfang größer. Innerhalb dieser Spur, die als Wulst und Doppellinie erscheint, befindet sich eine Spirale von über den Falten auftretenden langgezogenen Knoten auf der Flankenmitte. Die inneren Umgänge erscheinen glatt. Alle diese Eigenschaften stehen mit jenen an *Gymnites bosnensis* in guter Übereinstimmung.

Was ich jedoch von den Loben ersehen kann, ergibt einen recht auffallenden Unterschied. Die Loben erstrecken sich über das ganze erhalten gebliebene Stück. Der Externlobus fällt durch seinen kräftigen Stamm und fast symmetrischen Bau der Äste auf. Der Siphonalsattel ist breit, verhältnismäßig weniger hoch, mit kräftigem ersten Zacken des schief nach einwärts gerichteten Externlobus, dessen Mittelzacken deutlich zweispitzig erscheint. Am ähnlichsten ist dieses Verhältnis bei *Gymnites Credneri Mojs.* (l. c. Taf. LIX, Fig. 2) und *G. Mölleri Mojs.* (l. c. Taf. LX, Fig. 1 *c*), aber auch bei *G. incultus Beyr. sp.* bestehen Anklänge, während bei *Gymn. bosnensis v. Hau.* (l. c. 1887, Taf. VIII, Fig. 1 *c*) der Siphonallobus viel weniger symmetrisch erscheint. Da die übrigen Verhältnisse am besten mit dieser Art übereinstimmen, will ich nur ein *var.* diesem Namen beisetzen.

Monophyllites sphaerophyllus v. Hauer.

Nur ein Stück liegt mir aus der Aufsammlung Skakić' vor. Ein Steinkern mit teilweise erhaltener Schale, welche die feine Querstreifung recht gut erkennen läßt. Die Lobenlinie läßt sich gut in Übereinstimmung bringen mit der von v. Mojsisovics gegebenen Zeichnung (Med. Tr. Pr. Taf. LXXIX, Fig. 1, 2, 3). Auch die Faltung, welche v. Mojsisovics (l. c. pag. 206) erwähnt, tritt unter der feineren Streifung hervor, welche auf einem Teil der Schalenoberfläche die faltigen Anschwellungen erkennen läßt.

Durchmesser	102	*mm*
Höhe der letzten Windung	39	„
Dicke der letzten Windung	ca 24	„
Nabelweite	33	„

Monophyllites aff. spaerophyllus v. Hau.

In Prof. Kittls Aufsammlungen liegen, von der mir nicht genauer bekannt gewordenen Fundstelle *P''*, Bruchstücke, und eine Scheibe von *P'''* vor, die ich hierherstellen möchte. Es sind Steinkerne, der eine von etwa 42 *mm* Durchmesser (eine halbe Scheibe).

Die Lobenlinien sind am letzten Umgange gut erhalten und stimmen mit der Zeichnung bei v. Mojsisovics (l. c. Fig. 3 *c*) überein, nur ist das Blatt des an den Externlobus grenzenden Sattels fast kreisrund und auch die anderen Sattelblätter sind breiter gerundet. Die feine Schalenstreifung ist deutlich ausgeprägt. Die breiteren Endblätter deuten auf eine Annäherung zu *Monophyllites wengensis Klipst. sp.* hin (man vgl. Med. Trias Taf. LXXVIII, Fig. 12).

Arcestes.

Von diesem Geschlechte liegen mir sowohl aus meinen eigenen, als auch aus E. Kittls Aufsammlungen ziemlich viele Stücke vor, und zwar sowohl aus roten und hellen Kalken als auch aus ebensolchen Kieselkalken. Zumeist sind es globose Formen mit gleichgeformter (nicht gekielter) Außenwindung (Wohnkammer), die also als *Proarcestes Mojs.* bezeichnet werden müßten. Es finden sich Stücke mit gewulstet erscheinender Wohnkammer (*Arc. extralabiati*), solche mit drei, zwei und einer Einschnürung, sowie ohne eine solche. Bei diesen Stücken fällt auf, daß bei allen der Siphonalsattel, wenn er sich überhaupt beobachten läßt, schlank und zerschlitzt gebaut ist, wie bei der Gruppe des *Arcestes Bramantei.*

v. Mojsisovics hat (Hallstatt II, 1893, pag. 795) die Gruppen *Bramantei*, *extralabiati*, *bicarinati* und *subumbilicati* als subgenerischen Typus *Proarcestes* vereinigt. Zittel-Broili (Grundzüge 1910, pag. 476) hat als Unterschied von *Proarcestes* und *Arcestes* nur angegeben, daß der Außensattel durch einen Sekundärlobus paarig geteilt sei und dieses Verhältnis (l. c. Fig. 1150) bei *Didymites* (welche Gattung er mit *Proarcestes* vereinigte) klar dargestellt. Bei meinen Stücken zeigt sich dies nirgends, die „Außensättel“ sind durchweg schlank und einfach, ohne Zweiteilung, etwa so wie es Zittel (l. c. pag. 477, Fig. 1151) bei *Arcestes intuslabiatus Mojs.* zeichnet. Es bleibt somit nur die Gleichheit des letzten Umganges mit den inneren bestehen, welche Mojsisovics als Gruppencharakter hingestellt hat. Dadurch wird jedoch die sichere Bestimmung unvollkommener Kernstücke fast unmöglich.

Arcestes Bramantei Mojs.

Eines meiner Stücke glaube ich mit Sicherheit als *Arcestes Bramantei Mojs.* bestimmen zu können. Durchmesser 45 *mm*, Dicke

40 *mm*, Nabelweite 3·3 *mm*. Von Einschnürungen ist nichts wahrzunehmen. Aus rotem Kieselkalk. Liegt aber auch aus grauweißem Kieselkalk vor. (Von Peći.) Ein kleineres Stück läßt zwei einen Halbumgang voneinander abstehende Einschnürungen erkennen, etwa so wie sie bei Mojsisovics bei kleinen Stücken gezeichnet wurden.

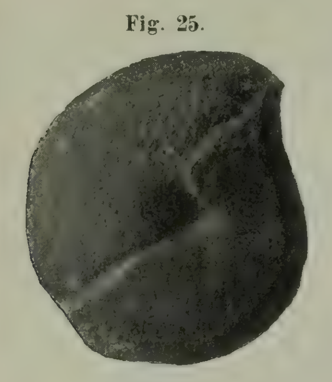
Durchmesser 24 *mm*, Dicke 22 *mm*, Nabelweite 2·4 *mm*. Von meiner südlichsten Fundstelle (Točilo do Vedošica).

Arcestes cf. Bramantei Mojs.

Textillustration Fig. 25.

Nur ein Steinkernbruchstück aus einem grauen Kalke liegt mir von Peći vor, welches in dem Querbruch die stark aufgeblähten Umgänge (vier) recht gut erkennen läßt. Auf 46 *mm* der Höhe des Umganges entfallen 38·5 *mm* Dicke (am Rande des engen und tiefen Nabels) gemessen. Die Aufblähung ist sonach eine bedeutende. Der Steinkern zeigt zwei wohlausgeprägte Furchen. Solche treten auch auf den inneren Umgängen auf, wie eine wohlgelungene Abhebung eines Teiles des äußersten Umganges erkennen ließ, bei welcher auch die Lobenlinie am Kern deutlich hervortrat. Die Zeichnung, welche v. Mojsisovics gegeben hat (Med. Triasprov. pag. 161, Taf. XLVI,

Fig. 25.



Arcestes cf. Bramantei Mojs.

Fig. 5, 6), entspricht recht gut. Die tiefgehende Zerschlitzung, so daß der Stamm der Sättel überaus eng wird, ist schön zu beobachten, auch die beiden Siphoparallelen im Außensattel sind deutlich sichtbar, ebenso die Zweiblättrigkeit der obersten Endigungen der letzten Seitenäste desselben. Die Aufblähung geht etwa so weit wie bei *Arcestes pannonicus Mojs.* (l. c. Taf. XLV, Fig. 6). Die Schalenfurchen ähneln jenen bei *Arcestes Münsteri Mojs.* (l. c. Fig. 8).

Hierher gehört auch ein hübsches Stück, das ich bei Peći sammelte. Es hat einen Durchmesser von 45 *mm* bei einer Dicke von ca. 35 *mm* und einer Nabelweite von 3 *mm*. Die Form ist gleichmäßig gewölbt und am Steinkern treten drei wohlausgeprägte Furchen auf, die mehr als ein Drittel des Umganges voneinander abstehen, so daß

sich die dritte der ersten annähert, etwa so wie es bei dem Kernstück von *Arcestes Bramantei v. Mojs.* (Med. Trias Taf. XLVI, Fig. 4) sein dürfte.

Arcestes aus der Gruppe des *Arcestes Bramantei Mojs.* *cf. Arcestes Escheri E. v. Mojs.*

Mir liegen zwei Stücke von Peći vor. Nur das eine Stück läßt die Merkmale einigermaßen verfolgen. Die Schale ist nur in wenigen Spuren erhalten. Der Steinkern hat eine aufgeblähte Form und wird in den inneren Windungen fast kugelförmig. Der Steinkern zeigt zwei tiefe und breite Furchen, die eine nahe dem vorderen Rande der Wohnkammer. Doch glaube ich auch Andeutungen von Furchen auf den inneren Windungen wahrzunehmen, was gegen die Diagnose bei Mojsisovics (Mediterr. Triasprovinz, pag. 162) sprechen würde. Die nach innen zunehmende Aufblähung gibt der Ansicht von vorne ein immerhin etwas abweichendes Aussehen. Die Lobenlinie, soweit ich sie gewinnen konnte, würde mit jener der Gruppe des *Arcestes Bramantei Mojs.* ganz gut übereinstimmen. Der Nabel ist eng. Stammt aus einem grauen Kalk.

Größter Durchmesser 88 *mm*.

Dicke (in der Nabelgegend) 50 *mm*.

Das Stück, welches v. Mojsisovics (Med. Trias, pag. 162) gemessen hat, besitzt diese Abmessungen mit 72 : 46 *mm*.

v. Hauer führt vom Han Bulog das Vorkommen nur eines sicheren Stückes von *Arc. Bramantei Mojs.* an (Denkschr. Taf. LIV, pag. 19).

Arcestes spec. Aus der Formengruppe des *Arcestes Bramantei Mojs. — quadrilabiatus v. Hau.*

(Vielleicht eine neue Form.)

Ein Steinkern mit Schalenresten und deutlicher feiner Streifung über der Außenseite (Runzelschichte) liegt mir von Peći vor; ein schwer zu deutendes Stück. Es ist bis an den Mundrand erhalten, gegen welchen sich die Schale verengt haben dürfte, ähnlich wie bei *Arc. clausus Mojs.* (Hallstatt, Taf. L, Fig. 5), so daß sich eine verschmälerte Außenwölbung ergibt, etwa so wie es v. Mojsisovics bei seinem *Arcestes Münsteri* zeichnen ließ (Med. Triasprov. Taf. XLV, Fig. 8 *b*, *c*).

Durchmesser 53 *mm*.

Höhe des Umganges in der Mittelebene an der Mündung ca. 10 *mm*.

Dicke am Nabelrande 40 *mm*.

Nabelweite ca. 4·5 *mm*.

Mein Stück stammt aus einem grauen Kalke. Der innere Kern hat einen Durchmesser von 42 *mm* ($1^1/_2$ Umgang hinter dem Mundrande, wo die Kammerung beginnt);

eine Dicke von ca. 33·5 *mm*;

eine Höhe des Innenraumes des Umganges in der Mittelebene 8·5—9 *mm*.

Die geringe Umgangshöhe unterscheidet. Die Furchen sind am Steinkern erkennbar.

Der Form nach wäre *Arc. quadrilabiatus v. Hauer* (Denkschr. LIV, Taf. IV, Fig. 2) am ähnlichsten, eine Form, die v. Hauer mit *Arc. Bramantei Mojs.* verglichen hat, von welcher sich mein Stück durch die wie bei *Arcestes quadrilabiatus* glatte Schalenoberfläche und die auch am Steinkern nur wenig angedeuteten Furchen unterscheiden würde. Nur eine derselben ist deutlicher.

Mir liegen noch mehrere derartig globose enggenabelte *Arcestes*-Stücke (zumeist Steinkerne) vor, mit sehr niedrigem Raum zwischen den Umgangsflächen. So acht Stücke von Peći, vier Stücke von *P'* und drei von *P'''* der Kittlschen Aufsammlungen. Diese Stücke sind meist von schlechtem Erhaltungszustande.

Zehn Stücke (drei von meinem Fundorte, sieben in Kittls Aufsammlungen) lassen die stark abgewitterten Loben zum Teil recht gut verfolgen. Der Charakter ist durch die sehr hohen, stark zerschlitzten Siphonalsättel gegeben, die in der Ausbildung wie bei *Arcestes Bramantei Mojs.* (l. c. Taf. XLVI, Fig. 6) und *Arcestes Escheri Mojs.* auftreten.

Arcestes cf. extralabiatus Mojs.

Nur ein auf der einen Seite tiefgehend abgewitterter Steinkern liegt mir von Peći aus einem grauroten mergeligen Kalk vor, der durch kräftige Wülste, die sich nach innen abschwächen, ausgezeichnet ist. Die Wülste sind noch kräftiger ausgebildet als es v. Mojsisovics (Med. Trias, Taf. XLVI, Fig. 1) zeichnen ließ.

Der Durchmesser mißt ca. 64 *mm*, die Nabelweite ist auffallend groß (etwa 9 *mm*), wodurch die Zurechnung zu der genannten Art fraglich wird (64 : 9 gegen 76 : 4 an dem Stücke von der Schreyeralpe). Freilich beträgt die Nabelweite an der abgewitterten vorletzten Windung nur wenig über 4 *mm*. Der letzte Umgang hebt sich weiter empor. An die tiefe und breite letzte Einschnürung schließt sich ein an der Externseite etwa 13 *mm* weit vorgezogener Lappen, etwa so wie es v. Hauer bei seinem *Arcestes gibbus* zeichnen ließ (Bosn. Muschelkalk I 1887, Taf. V, Fig. 1 *a*). Auffallend ist noch die starke Aufblähung des vorletzten Umganges, der auf eine Dicke von über 50 *mm* hinweist, während sie am vorderen Ende des letzten Umganges etwas geringer ist. Die drei Furchen am Umfange der Aufblähung der inneren Windungen sprechen für die Zurechnung zu *Arc. extralabiatus.*

Ein großes Bruchstück mit Wohnkammerwülsten habe ich auch im Točilo do Vedošica gesammelt. Durchmesser mehr als 88 *mm* bei einer Dicke von mehr als 70 *mm*.

In Kittls Aufsammlung von *P''* und *P'''* liegen mir zwei engnabelige Stücke vor, die ich in dieselbe Gruppe stellen möchte. Das eine lose vorliegende Stück hat einen Durchmesser von 72 *mm*, eine Dicke von 53 *mm* und eine Nabelweite von 6 *mm*. Ich hielt diese Stücke zunächst für Verwandte von *Arc. Bramantei v. Mojs.* (Med. Trias, Taf. XLVI, Fig. 1), wobei jedoch vor allem die viel weiter

gehende Aufblähung unterscheiden würde. Die Sättel sind sehr schmal gebaut. Der eine der Steinkerne weist die Wohnkammer in drei Viertel des Umganges auf, das Ende mag als ein Mundrandstadium zu betrachten sein. Auf der Wohnkammer treten noch zwei Wulstfurchen deutlich auf. Das zweite Stück zeigt die drei Einschnürungen.

Auch viele kleine Stücke der Kittlschen Aufsammlung (von *P*') möchte ich hierherstellen, nur entsprechen sie nicht ganz der Annahme bei Mojsisovics (Med. Trias, pag. 161), daß nur zwei Furchen auf einem Umgang auftreten sollen. Ein recht hübsches kleines Steinkernchen: Durchmesser 28 *mm*, Dicke 23 *mm*, Nabelweite ca. 2 *mm*, zeigt drei verschieden scharf ausgeprägte Furchen. Was auch an einem ansehnlicheren Stücke: Durchmesser 68 *mm*, Dicke 48 *mm*, Nabelweite 5·7 *mm*, der Fall ist. Auffallend ist an diesem Stück die raschere Zunahme der Weite des inneren Schalenraumes. Die drei Einschnürungen erscheinen ganz ähnlich wie etwa bei dem zu den „*Arc. bicarinati*" gestellten *Arcestes Münsteri Mojs.* (l. c. Taf. XLIV, Fig. 8). Der wie bei *Arc. Bramantei* ausgebildete hohe Siphonalsattel unterscheidet davon, sowie auch die Form des Steinkernumrisses.

Ein verhältnismäßig recht gutes Stück mit drei Einschnürungen am Umgang habe ich östlich von Peći gesammelt, welches dem *Arcestes Münsteri Mojs.* (Med. Trias, Taf. XLIV, Fig. 8) recht ähnlich wäre, wenn es nicht die gleichmäßig gerundete Externseite besäße. Der Siphonalsattel wie bei *Arc. Bramantei Mojs.* oder *Escheri Mojs.* Die Kammerung beginnt nach einem halben Umgang der Wohnkammer.

Durchmesser 43 *mm*, Dicke 35 *mm*, Nabelweite 4 *mm*.

Arcestes cf. ventricosus v. Hau.

Ein kleines, nur zum Teil wohlerhaltenes Stück liegt mir von Duler vor, aus einem grauen Kalke, mit oberflächlich gelblicher Färbung. Es ist in der Steinkernoberfläche verkieselt, während der Kern des Stückes stark braust. Der Durchmesser beträgt ca. 38 *mm*, die Höhe des Umganges ca. 24 *mm*, die Dicke ca. 30 *mm*, die Nabelweite ca. 3·5 *mm*. Die glatte gerundete Oberfläche trägt zwei tiefe und breite, nur wenig gekrümmte Furchen in einem Abstand, welcher auf vier im Umkreise schließen lassen könnte. Die Lobenlinie ist nur teilweise zu verfolgen, läßt aber den ansehnlichen Siphonalsattel gut erkennen und auch die zierlich gezackten anschließenden Loben und Sättel, welche ganz den Verlauf erkennen lassen, wie ihn v. Hauer von seinem *Arcestes ventricosus* vom Han Bulog zeichnen ließ (Denkschr. 1892, Taf. VIII, Fig. 3). Die Verhältnisse der Schale (l. c. pag. 277) sind recht ähnlich, nur ist die Krümmung der Externseite gleichmäßig, ohne die Zuschärfung oder Verschmälerung.

Der Gesteinscharakter meines Stückes ist ein von den übrigen Stücken ganz abweichender und gleicht ganz jenem, eines mir vorliegenden Bruchstückes von *Daonella cf. Lommeli* mit etwas gröberen Bündelrippen.

Arcestes aff. ventricosus v. Hau.

(Vielleicht eine neue Form.)

Zwei große Stücke liegen mir vor. Sie wurden neben Hornstein- und Knollenkalken unweit des Pietra verde-Vorkommens gesammelt. Das eine wird durch anhaftende Schalenstücke einer grobrippigen *Daonella*, sie erinnert durch die derben ungespaltenen Rippen etwa an *Daonella cassiana Mojs.* (Kittl, Daonellenwerk, Taf. IV. Fig. 1), als dem höheren Horizont entstammend charakterisiert. Der Erhaltungszustand beider Stücke ist verschieden, indem nur bei dem einen die Schale, und zwar innig anhaftend, erhalten blieb, so daß es mir nicht gelang, die Loben bloßzulegen. Beim Präparieren blätterte die Schale teilweise ab.

Die Form der Stücke gleicht recht sehr jener von *Arcestes ventricosus v. Hauer* (Denkschr. LIX, Taf. IX, Fig. 1*c*, 1*d*), auch die vier Furchen des letzten Umganges sind vorhanden. Nur der Nabel dürfte etwas weniger weiter sein als bei den v. Hauerschen Stücken. Der Durchmesser erreicht fast den des größten Stückes vom Han Bulog; er beträgt 111·3 *mm*, die Dicke mehr als 65 *mm*.

Gegen den leider nur angedeuteten Mundrand scheint die Schale mit breiten und seichten Radialfurchen und -wülsten versehen gewesen zu sein, was an das Verhalten bei *Arcestes marchenanus v. Mojs.* (Med. Trias, Taf. XLI, Fig. 1) und bei *Arcestes extralabiatus v. Mojs.* (l. c. Taf. XLVI, Fig. 1*a*) erinnert.

Auch bei diesen Stücken fehlt die Verengerung des Querschnittes gegen die Mittelebene. In dieser Beziehung steht meinen Stücken *Arcestes Boeckhi v. Mojs.* (l. c. Taf. XLIV, Fig. 4) aus den *Archelaus*-Schichten am nächsten, der sich durch die stärker geschwungenen Steinkernfurchen unterscheidet. Das Verhältnis des Durchmessers zur größten Dicke wird mit 96 : 63 angegeben, *A. Böckhi* ist sonach auch viel dicker. In dieser Beziehung würden meine beiden Stücke zwischen meine Form und *Arcestes ventricosus v. Hau.* zu stehen kommen.

Arcestes cf. subtridentinus Mojs.

In Kittls Aufsammlung von *P'* liegt ein kleines beschaltes Stück eines *Arcestes*, das in seiner Form recht gut mit *Arcestes subtridentinus Mojs.* (Med. Trias, Taf. XLIV, Fig. 2 u. 3) übereinstimmt. Die Oberfläche ist glatt, mit zarter Anwachsstreifung; gegen den Vorderrand findet sich eine scharf ausgeprägte Furche. Der Nabel ist viel enger.

Durchmesser	28	*mm*
Höhe des letzten Umganges	16	„
Dicke	19	„
Nabelweite	1·5	„

Die Dicke ist etwas größer als bei der Vergleichsart (siehe weiter unten) und der Nabel im Verhältnis etwas enger. Die Loben ließen sich nur teilweise beobachten.

Es stammt aus einem roten Kalk.

Arcestes spec.

(Vielleicht eine neue Form.)

Taf. XXIII (I), Fig. 6.

Ein durchaus gekammerter, nur wenig deformierter Steinkern liegt mir von Peći SO vor, mit vier leicht, aber deutlich geschwungenen Furchen, vier am Umgange, der durch seine flache Form etwas dem *Arcestes* (*Joannites?*) *tridentinus Mojs.* (Med. Trias, Taf. XLVII) aus den *Archelaus*-Schichten von Prezzo ähnlich wird.

Das bezeichnete Stück von Prezzo hat keine Loben erkennen lassen. Mein Stück zeigt den Lobencharakter, der für *Joannites* angegeben wird (Med. Trias, pag. 166), die paarig geteilten Sättel, durchaus nicht, dieselben endigen vielmehr mit drei Lappen, ähnlich etwa wie bei *Arc. subtridentinus* (Taf. XLIII, Fig. 3), einer viel stärker aufgeblähten Form. Es sind fünf gegen den Nabel sehr klein werdende Loben vorhanden. Der Externsattel hat die Form etwa wie bei *Arc. subtridentinus;* die Externsättel sind leider nicht gut zu verfolgen.

	Millimeter	
Durchmesser des Steinkernes . .	54	(61)
Höhe des letzten Umganges .	ca. 27·5	(32)
Dicke	ca. 22	(33)
Nabelweite	ca. 3	(6)

Zum Vergleich stelle ich die Abmessungen des kleineren Exemplars des *Arc. subtridentinus Mojs.* (l. c. pag. 156) in Klammern daneben.

Mein Stück ist viel weniger dick und engnabeliger, auch die Furchung ist eine andere.

Inhaltsangaben.

Fauna und Alter des Konglomerats von Zdaunek bei Kremsier.

Von **Paul Oppenheim.**

Mit einer Tafel Nr. XXVI.

Im Jahre 1907 beschreibt W. Petrascheck[1]) von Zdaunek ein sehr eigenartiges Konglomerat, welches er der schon früher von Paul[2]) und Uhlig[3]) dort angenommenen und von dem letzteren Autor auch durch Fossilien gestützten unteren Kreide zuweist. Petrascheck gibt von diesem Konglomerat, dessen petrographische Zusammensetzung er genau beschreibt und von dem er hinzufügt, daß „es ziemlich stark der Verwitterung unterläge, und daß die Regengüsse rasch die ziemlich häufigen Fossilien herauswüschen“, zahlreiche Korallen an, auf welche er aber „in der Hoffnung, daß diese einmal eine spezielle Bearbeitung finden könnten“ nicht näher eingeht, ferner Cidaridenstacheln, Austernschalen und Lithothamnien. Er vergleicht ferner diese Bildungen mit einem Konglomerat der Ostkarpathen, in welchem Zuber eine von Felix[4]) bearbeitete kleine Korallenfauna aufgefunden hatte. Aus der Schichtenreihe, in welcher dieses Konglomerat bei Zdaunek eingeschaltet vorkommt, werden für deren Altersstellung entscheidende Fossilien nicht angegeben, doch wird bemerkt, daß in nächster Nähe, anscheinend westlich von diesem Hauptaufschlusse, typische Menilitschiefer mit Schuppen, Knochen und sogar ganzen Skeletten einer als *Meletta crenata* aufgeführten kleinen Melettaart anständen (pag. 308).

Vor kurzem ist Herr Petrascheck auf dieses Konglomerat von neuem zurückgekommen. In seiner Mitteilung über „die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes“, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, Nr. 2, pag. 75 ff., gibt er an, daß Schubert in dem erwähnten Konglomerat Orthophragminen, zumal *O. varians* nachgewiesen habe[5]). Neben dieser nicht seltenen Form komme vereinzelt *O. cf. aspera* vor. Seltener seien Nummuliten.

---

[1]) Vergl. die Kreideklippe von Zdaunek bei Kremsier. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. XIII, pag. 307 und ff., zumal pag. 309.

[2]) Das Südwestende der Karpathensandsteinzone. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLIII, Wien 1903, pag. 208.

[3]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 818.

[4]) Vergl. Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens. Z. d. D. g. G. 1906, pag. 38 ff.

[5]) A. a. O. pag. 83.

Von diesen bestimmte Schubert *N. cf. variolaria Lam.* und *N. cf. Oosteri de la Harpe.* Das Konglomerat ist also alttertiär. „Damit harmonieren auch die Korallen, unter denen *Leptoseris patula Micht. sp.* und Pattalophylliaarten nachweisbar sind“. Es wird auf die auffallende Ähnlichkeit im folgenden hingewiesen, welche bestünde zwischen diesem Konglomerat von Zdaunek und den Konglomeraten und Schotterbildungen, welche an der Basis des überschobenen Tertiärs bei Teschen liegen. Wenn beide Konglomerate ident wären, so müßte für die Basis dieses überschobenen Tertiärs unbedingt ein alttertiäres Alter angenommen werden müssen. Es werden aber dann einige Momente hervorgehoben, welche gegen diese Deutung zu sprechen scheinen, welche aber größtenteils vom Autor selbst widerlegt werden. Es bleibt im wesentlichen übrig, daß die faziell recht ähnlichen korallenführenden Konglomerate von Klogsdorf nach den Untersuchungen von Trauth[1]) sicher der oberen Kreide angehören sollen.

Alle diese Momente erregten vor kurzem, als ich aus anderen Gründen mich eingehender mit dem betreffenden Vortrag Petraschecks zu beschäftigen Gelegenheit hatte[2]), meine Aufmerksamkeit und ich beschloß daher, da der Stoff nach vielen Richtungen hin in den Rahmen meiner bisherigen Studien hineinpaßte, tunlichst einen Blick auf die Fauna des Konglomerats von Zdaunek zu werfen, um wenn möglich zu einer sicheren Altersbestimmung zu gelangen, welche bei der Seltenheit von fossilreichen Ablagerungen in den Flyschgebieten der Karpathen nicht ohne Bedeutung sein konnte. Meine diesbezügliche Bitte wurde von Herrn Petrascheck mit der größten Bereitwilligkeit und Liebenswürdigkeit sofort erfüllt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Das Material von Zdaunek wurde mir, wie ich annehme im vollen Umfange, zugesandt, und ich gebe hier im folgenden kurz die Resultate meiner Bestimmungen.

Ostrea (Gryphaea) Katzeri Oppenh.

Taf. XXVI, Fig. 2—3.

Vergl. über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. LVIII, 1908, pag. 325 (15), Taf. XII (II), Fig. 1—1*a*, Fig. 5.

Es handelt sich um eine 68 *mm* hohe und 42 *mm* breite, ziemlich gewölbte Deckelklappe, welche im Profil vorn flacher ist und hinten stark ausladet. Sie ist langgestreckt und verhältnismäßig schmal, doch so, daß sie sich vom Schloßrande an nach hinten nur unbedeutend verbreitert. Ihre Oberfläche ist mit dicht gedrängten, erhabenen Querringen von unregelmäßiger Gestalt bedeckt, während Längsrippen durchaus fehlen. Der Palliarrand ist leicht nach innen gezogen und dadurch die Schale, wie erwähnt, hinten stärker aufgetrieben als vorn.

---

[1]) Vergl. die oberkretazische Korallenfauna von Klogsdorf. Zeitschr. des mähr. Landesmuseums, Bd. XI, Brünn 1911.

[2]) P. Oppenheim, Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpathenrande überschobenen Tertiärs. Zentralbl. für Mineralogie etc. 1913, Nr. 3, pag. 85 ff.

Ich glaube nicht fehlzugreifen, wenn ich diese Auster auf die im Eocän von Ostbosnien ziemlich häufige und mir wenigstens in Unterklappen noch in Originalexemplaren vorliegende Form zurückführe, mit welcher sie nicht nur die Gestalt, sondern auch die gedrängten, schuppigen, erhabenen Anwachsringe gemeinsam hat. Diese Art liegt in Bosnien in Ablagerungen, welche dem Mitteleocän, etwa der Stufe des *Nummulites laevigatus*, angehören. Aus dem Oligocän kenne ich keine vergleichbaren Formen. Die Unterschiede zu verwandten eocänen Typen wurden von mir bereits a. a. O. hervorgehoben; die weiteren mir vorgelegten Austernfragmente eignen sich zu keiner spezifischen Bestimmung.

Spondylus radula Lam.

Vergl. Deshayes, Env. de Paris I, pag. 320, Taf. XLVI, Fig. 1—5. — Oppenheim, Priabonaschichten, Paläontogr. 47, pag. 137, Taf. XII, Fig. 13. — Boussac: Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin a. a. O. pag. 172, Taf. VIII, Fig. 18.

Zwei Fragmente von Zdaunek, von denen das eine sicher der typischen Pariser Art angehört, während das andere nach *Sp. multistriatus Desh.* hin vermittelt[1]). Die aus dem Oligocän bekannten Spondylusarten sind wohl verschieden.

Cyathoseris raristella Oppenh.

Taf. XXVI, Fig. 1.

Vergl. über einige alttertiäre Faunen der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, 1901, pag. 205, Taf. XII, Fig. 8—8*a*. (*Leptoseria? raristella n. sp.*)

Vergl. ferner J. Felix, Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Umgegend von Barcelona. Palaeontographica, Bd. LVI, 1909, pag. 122, Taf. XII, Fig. 2. (*Leptoseris patula Micht. sp.*)

P. Oppenheim, Neue Beiträge zur Eocänfauna Bosniens. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. XXV, 1912, pag. 110. (*Cyathoseris raristella Oppenh.*)

Es liegt in einer größeren Anzahl von Exemplaren die „feinseptige“ Form vor, wie sie Felix nennt, und wie er sie a. a. O. vorzüglich abgebildet hat. Verschiedene Stücke zeigen den trefflich erhaltenen Zentralstern, welcher Felix seinerzeit veranlaßte, die Form zu *Leptoseris* zu zählen. Als *Leptoseris patula* wurde sie mir übersandt und unter dem gleichen Namen wird sie auch von Petrascheck in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 84, zitiert. Die Gründe, welche mich veranlassen, sie von den sehr nahestehenden oligocänen Formen abzutrennen, wurden von mir a. a. O. hervorgehoben. In der Begrenzung, welche ich der Art gegeben habe, findet sie sich nur im mittleren und oberen Eocän und nicht mehr in den oligocänen Sangonini- und Gombertohorizonten.

---

[1]) Vergl. über einige alttertiäre Faunen der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, pag. 233. — Deshayes, Env. de Paris I, pag. 322, Taf. XLV, Fig. 19/20. — Cossmann, Cat. II, pag. 188.

Astraeopora perexigua n. sp.

Taf. XXVI, Fig. 4—6.

Es liegen zwei Exemplare vor, welche mehr oder weniger flache Becher bilden und an einer kurzen und schmalen Anheftestelle festsitzen; in dem einen Falle wird diese durch eine Einzelkoralle gebildet (Fig. 5). Der Stock setzt sich aus konzentrisch einander überlagernden Schichten zusammen und ist von allen Seiten mit den winzigen, kaum $1/2$ *mm* breiten Kelchen bedeckt. Unten steigt er schwach konvex in die Höhe, oben ist er leicht eingesenkt. In dem stark porösen, aus sehr unregelmäßigen Faserzügen gebildeten Cönenchym liegen die Einzelzellen ziemlich regellos eingesenkt. An anderen Stellen treten sie stärker aus der Oberfläche hervor, stets ist ihr Außenrand stärker verdickt und als Mauer ausgebildet. Die Septen sind kurz und dick und meist nur auf die Außenregion beschränkt. Nur selten kann man sie bis etwa zur halben Mitte des winzigen Sternes verfolgen. Sie sind in der unregelmäßigen Zahl von 6 bis 12 vorhanden, ohne daß ein Unterschied in der Stärke nach der Wertigkeit des Zyklus vorhanden wäre.

Höhe des einen Stockes 35 bei einer Breite von 34 : 40 *mm*, Höhe des anderen 18 bei 35 : 40 *mm* Breite.

Von vergleichbaren Formen unterscheidet sich *Astraeopora exigua Reuss* [1]) durch die ganze Gestalt des Polypenstockes, die weit größeren Kelche, welche hier 1·5—2 *mm* erreichen, den dünneren Kelchrand, die Zahl von nur 6 Septen, welche bis zum Mittelpunkt reichen und hier eine Art von Säulchen bilden und die Beschaffenheit des mit zarten, gedrängten Körnern bedeckten Cönenchyms. Diese der Pariser *A. panicea Mich.* nahestehende Form aus dem Unteroligocän von Crosara ist also unschwer zu unterscheiden. Weit ähnlicher ist *A. hexaphylla Felix*, welche nach dem Autor aus der Kreide stammen soll [2]). Hier sind sowohl in der Gestalt des Stockes als in der Kleinheit der Kelche und der Beschaffenheit des Cönenchyms überraschende Ähnlichkeiten vorhanden, doch liegen auch hier genügende Unterschiede zur spezifischen Abtrennung vor. Einmal sind die Kelche etwas größer, da sie meistens $3/4$ *mm* bei der ostgalizischen Type erreichen, ferner ist hier gewöhnlich nur ein Septalzyklus vorhanden und der zweite, wenn überhaupt ausgebildet, nur auf die Randregion beschränkt und in der Größe dadurch wesentlich von dem anderen verschieden. Auch sind Mauer und Septen weit zarter als bei unserer Form, welche sonst immerhin den gleichen Typus repräsentiert. In der Gestalt der Kelche wäre *A. minima d'Ach.* [3]) etwa noch zum Vergleiche heranzuziehen, welche sich indessen, abgesehen von der etwas bedeutenderen Größe

---

[1]) Vergl. Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. Mathem.-Naturw. Klasse, Bd. XXVIII, Teil II, pag. 38 (250), Taf. XXV, Fig. 6—8.

[2]) Vergl. Joh. Felix, Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ost-Galiziens. Z. d. D. g. G., 1906, pag. 45, Teil III, Fig. 7—7 *a*.

[3]) Vergl. meine Priabonaschichten, pag. 51, Taf. I, Fig. 9—10, wie meine neuen Beiträge zur Eocänfauna Bosniens in Beitr. zur Paläontol. und Geologie Österr.-Ung. und des Orients, Bd. XXV, pag. 102 (15), Taf. X (I), Fig. 6—6 *b*.

der Kelche durch das Zurücktreten des Cönenchyms und die dadurch bedingte größere Freiheit der einzelnen Zellen fundamental unterscheidet.

Es sei noch hinzugefügt, daß die Form äußerlich ungemein an *Millepora* erinnert, so daß man sie im ersten Moment bei flüchtiger Betrachtung vielleicht hierherstellen könnte. Die Summe ihrer Charaktere läßt indessen an ihrer Zugehörigkeit zu *Astraepora* wohl kaum Zweifel.

Litharaea sp.

Diese Form, welche nur in wenigen, schlecht erhaltenen, kleinen Stücken vorliegt, scheint aus konzentrischen Höhen zusammengesetzte Platten ursprünglich gebildet zu haben, wie die *Litharaea rudis Reuss* von Crosara[1]), der sie auch in der Form der Kelche gleicht. Dagegen ist die Größe der letzteren eine wesentlich geringere und beträgt im allgemeinen nur $2^1/_2$ *mm*, während bei der unteroligocänen Art von Crosara $4^1/_2$ *mm* gemessen werden. In diesen Größenverhältnissen würde sie am ersten der *L. bellula Michelin*[2]) entsprechen, obgleich hier wiederum die Kelche etwas kleiner bleiben und nur $1^1/_2$ *mm*, selten 2 *mm* nach Mine Edwards und Haime messen. Diese ober-, selten mitteleocäne Art des Pariser Beckens, welche sich auch im Eocän des Friaul wiederfindet[3]) hat aber außer dem ganz anderen Aufbau des Stockes auch eine größere Anzahl schwächerer, mehr zusammenhängender, weniger trabekulärer Septen. Augenscheinlich ist die Type von Zdauneck neu, wenigstens ist mir keine tertiäre *Litharaea* bekannt, mit welcher sie restlos zu vereinigen wäre. Der sehr fragmentäre Zustand der vorliegenden Krusten verhindert aber eine spezifische Festlegung dieser Form.

Stylophora contorta Leym.

Vergl. A. Leymerie, Mémoire sur le terrain à Nummulites (Epicrétacé) des Corbières et de la Montagne noire. M. S. G. F. 2. Série, Tome I, pag. 358, Taf. XIII (B) Fig. 5*a* und *b*. (*Astraea contorta Leym.*)

Es liegt nur ein Bruchstück eines zusammengedrückten Zweigendes von 12 *mm* Länge und 5 *mm* größter Dicke vor, welches allseitig von den kaum $^3/_4$ *mm* messenden kleinen Kelchen bedeckt ist. Leider ist es stark abgerieben, doch läßt es die wesentlichen Merkmale wohl erkennen. Die Kelche sind unregelmäßig sechseckig und einander so nahe gerückt, daß nur ein schmaler Grad von Cönenchym übrig bleibt, welcher infolge der Verletzung seiner Oberfläche von groben Poren durchbohrt scheint. Es fehlt jede Spur eines zweiten Septazyklus, auch springt der Rand nicht erhaben über die Oberfläche hervor.

---

[1]) Paläontol. Stud. II. Taf. XXVII, Fig. 2, pag. 39 (251).
[2]) Iconogr. zoophyt. pag. 158, Taf. XLIV, Fig. 2 und Milne Edwards und Haime, Hist. nat. des Corall. III, pag. 187.
[3]) d'Achiardi, Coralli eocenici del. Friuli, Atti della Società Toscana di Scienze naturali. I. Pisa 1875, pag. 83.

Diese Art findet sich nicht nur im Mitteleocän der Corbières, aus welchem sie Leymerie beschreibt, sondern auch im gleichen Horizont, den Schichten von San Giovanni Ilarione, in Venetien[1], und zwar gibt d'Achiardi hier eine Beschreibung, welche in allen wesentlichen Punkten auch für das Bruchstück von Zdaunek zutreffen würde; der gleiche Autor zitiert die Form auch aus dem Oligocän von Montecchio und Salcedo. Reuss hat nun[2] eine äußerst ähnliche Form als *Stylophora conferta Reuss* beschrieben, für welche er selbst[3] die Möglichkeit einer spezifischen Identität mit der Leymerie'schen Art diskutiert. D'Achiardi hat dann in seinem „Studio comparativo"[4] die Reuss'sche Art beibehalten und von derjenigen Leymerie's getrennt, im wesentlichen deshalb, weil auf den Basaltstücken die Kelche etwas größer seien und am Rande kleine Rippen zeigten, während die Leymerie'sche Art dort nur eine dichte Körnelung ohne Anzeichen eines Rippenkranzes um den Kelchsaum darböte. Ich weiß nicht, ob diese zarten Unterschiede wirklich durchgreifend sind, an den Zweigenden sind sie auch nach den Bekundungen von d'Achiardi nicht zu bemerken. Da im übrigen beide Arten dieselbe stratigraphische Verbreitung vom Mitteleocän bis zum Mitteloligocän haben und nebeneinander vorkommen, so wäre es für die uns hier beschäftigende Frage gleichgültig, ob es sich um die eine oder die andere handelte oder ob beide schließlich zusammenfielen.

Lobopsammia cariosa Goldf.

Taf. XXVI, Fig. 9—12.

Vergl. Milne Edwards und Haime, Histoire naturelle des Coralliaires III, pag. 124 (cum Synonymis).

P. Martin Duncan, A Monograph of the british fossil Corals, Second Series, Part I, Corals from the tertiary formations, London 1866 (Palaeontographical Society) pag. 48, Taf. VII, Fig. 6—10.

Otto M. Reis, Die Korallen der Reiter Schichten. Geognost. Jahreshefte II, pag. 106.

Es ist dies die in dem Konglomerat von Zdaunek bei weitem häufigste Form, und zwar liegen nicht nur vereinzelte Zweigenden, sondern auch eine Reihe von Basalstücken vor. Die Kelche selbst sind meist schlechter erhalten; da aber, wo sie zu beobachten sind, entspricht alles in ihnen den für die Art typischen Verhältnissen. Durchaus charakteristisch ist der ganze Aufbau dieser sich bekanntlich an den Spitzen stets durch Teilung vermehrenden Form, und ebenso unverkennbar sind die Verhältnisse der Außenseite. An dieser sind, da die meisten Stücke abgerollt sind, nur selten die Rippen noch im ursprünglichen Zusammenhang mit den sie regelmäßig verbindenden Exothecaltraversen erhalten, wenngleich auch solche Fälle

---

[1] Vergl. d'Achiardi, Corallari fossili del terreno nummulitico dell'Alpi Venete. Mem. della Soc. ital. di Scienze naturali, Tomo II, N. 4, Milano 1866, pag. 26.

[2] Paläontologische Studien I, pag. 25, Taf. IX, Fig. 3—6 und III, pag. 12.

[3] Vergl. a. a. O. III, pag. 12.

[4] Vergl. Studio comparativo fra i coralli dei terreni terziari del Piemonte e dell'Alpi Venete, Pisa 1868, pag. 68.

sicher zu beobachten sind. Gewöhnlich sind sie durch die Abreibung in die einzelnen Teile zerlegt, welche sie unter der Oberfläche zusammensetzen und welche meist durch stärkere Poren voneinander getrennt sind. Dadurch entsteht schließlich ein Geflecht von gröberen mäanderförmig gewundenen Kalksträhnen, welche durch Querbrücken miteinander verbunden sind und weite Poren in großer Zahl zwischen sich einschließen. Hat die Abreibung hinreichend tief gewirkt, so ist es sehr schwer, in diesem wirren Chaos noch die einzelnen Elemente der Rippen zusammenzukonstruieren. Aber trotz aller Unregelmäßigkeiten gibt das Ganze doch ein sehr charakteristisches Bild, welches sich genau übereinstimmend auch an den zahlreichen, mir von der Type von Auvers und Le Ruel aus dem Pariser Becken vorliegenden Exemplaren meiner Sammlung erkennen läßt. Auch die starken konzentrischen Thecallagen, welche den Einzelkelch umgeben und seine ursprüngliche Größe anzeigen und welche ihrerseits von Reis a. a. O. als Coenenchym aufgefaßt werden, sind an Individuen von Zdaunek wohl zu beobachten. Sie sind nach Reis a. a. O., pag. 106/7, dem Coenenchym der Madreporiden homolog.

Ich finde die eigentümliche Beschaffenheit der Außenseite, wie sie die abgeriebenen Stücke unserer Art darbieten und wie sie oben zu schildern versucht wurde, in der Literatur kaum bildlich wiedergegeben, auch an den abgerollten Stücken nicht, welche Michelin zeichnet [1]). Wenn man genau zusieht, kann man sie vielleicht an einzelnen Stellen bei Duncan, zum Beispiel auf Taf. VII, Fig. 8, links unten, und Fig. 10 links in der Mitte, mit der Lupe beobachten. Sehr eigenartig sind auch die Verhältnisse, welche, wie meine vorzüglich erhaltenen Exemplare von Le Ruel erkennen lassen, die basale Ausbreitung bei jugendlichen Individuen zeigt. Diese erinnert in ihrer Form und Gestalt durchaus an diejenige mancher Balanophyllien, wie *B. granulata Duncan* [2]), ist aber von sehr breiten, ganz flachen Rippen durchzogen, die von tief eingeschnittenen, mehrfach gekrümmten, an die Astrorhizen mancher Hydrozoen erinnernden Furchen getrennt werden. Jede Rippe besteht aus einer sehr bedeutenden Zahl einzelner Kalkknötchen, die, wechselnd in Form und Größe, von groben Poren getrennt werden. Oben gabelt sich die Rippe mehrfach und wird dann die normale Begrenzung der des öfteren geteilten Kelche. An dem hier besprochenen, ungefähr 20 *mm* breiten Exemplar hat sich das Einzeltier in der Höhe von etwa 7 *mm* in zwei Individuen, die durch eine sattelförmige Einsenkung verbunden sind, aufgelöst. Jede dieser Tochterzellen zeigt aber bereits eine flott durchgeführte Teilung, und an der einen sproßt seitlich außerdem noch ein junger Polyp hervor. Diese Teilungsvorgänge scheinen aber, wie andere, fast gleich große Individuen beweisen, gerade in der Jugend mit großer Kraft sich fortzusetzen und von einer starken Sekretion an der Peripherie begleitet zu sein. Durch diese werden die Thecallagen erzeugt, welche Reis als Coenenchym bezeichnet, und durch sie werden wohl auch die ursprünglichen Verhältnisse unterdrückt,

---

[1]) Iconographie zoophytologique, Taf. XLIII, Fig. 10.
[2]) A. a. O. (British fossil corals), Taf. VII, Fig. 1.

welche oben hinsichtlich der Nervatur der Basis zu schildern versucht wurde.

Es sei noch hinzugefügt, daß die Anheftungsstelle durchaus nicht immer so konkav ist, wie das Duncan a. a. O. angibt und auf Taf. VII, Fig. 10 in der Mitte, zeichnet. Ich besitze Individuen, welche unten ganz flach sind und hier lebhaft an die Basis mancher Fungiden, zum Beispiel *Cyclolites* und *Cycloseris* erinnern, allerdings ist der Rippenapparat auch hier ganz unregelmäßig. Es ist dies bei einem Individuum der Fall, welches nicht höher ist als das vorher geschilderte, bei welchem aber die beiden durch die mediane Einsenkung getrennten Tochterzellen bereits in fünf und auf der anderen Seite etwa sieben Individuen zerfallen. Auf diese Weise ist das Wachstum in die Dicke meist vorherrschend und nur bei Stöcken, an welchen die jungen Individuen rasch seitlich frei werden, wird auch für die Ausbildung nach der Höhe hin gesorgt.

Was die geologische Verbreitung der Art anlangt, so setzt sie im Obereocän des Pariser Beckens (Auversien) ein. Sie findet sich dann nach Duncan a. a. O. im Unteroligocän von England (Brockenhurst) und Norddeutschland (Lattorf). Nach Reis tritt sie auch in den Nordalpen bei Häring und Reit im Winkel in unter- bis mitteloligocänen Ablagerungen auf. Aus den Südalpen liegt sie mir aus Venetien von Crosara in einem, wie ich schon früher angab, kaum von ihr zu trennenden Exemplar vor[1]).

Trochoseris cf. semiplana Oppenh.

Vergl. über einige alttertiäre Faunen der Österr.-Ung. Monarchie. Beitr. zur Paläontologie Österr.-Ungarns XIII, 1901, pag. 204 (60), Taf. XII (II), Fig. 5 *a*, *b* und Textfig.

Dieser von mir aus dem Mitteleocän von Konjavac bei Mostar beschriebenen Type möchte ich ein Bruchstück von Zdaunek angliedern, welches mit ihr die wichtigsten Merkmale gemeinsam hat. Es besteht in einem Kreisausschnitt, der anscheinend mit ziemlich starker Anheftungsstelle befestigt ist und dann wohl ziemlich steil nach oben steigt, um sich gegen den Rand hin zu verflachen. Natürlich hängt Höhe und Richtung des Objekts von der Orientierung ab, welche man ihm gibt. Dies ist aber auch bei der Originaltype aus der Herzegowina der Fall. Die Außenseite ist mit ziemlich distanten, an der Größe wechselnden, flachen, leicht gekörnelten Rippen bedeckt. Die Septen, von denen gegen 70 erhalten sind, sind verhältnismäßig sehr zart und nicht allzu ungleich, doch immerhin so, daß zwischen je zwei stärkeren je drei feinere eingeschoben sind. Ihr Außenrand ist sehr deutlich fein einreihig gekörnelt. Die Seitenfläche der Scheidewand läßt gelegentlich feine Poren erkennen.

T. semiplana Oppenh. ist eine Type des Mitteleocäns der Herzegowina. Ich glaube nicht, daß das vorliegende Fragment von Zdauneck von ihr getrennt werden kann, jedenfalls sind die übrigen *Trochoseris*-Arten des Alttertiärs weit verschiedener. Dies gilt besonders von der

[1]) Z. d. D. g. G. Monatsber. Bd. LXI, 1909, pag. 42.

mir in zahlreichen Exemplaren vorliegenden *T. distorta Mich.* des Pariser Obereocäns[1]). Bei dieser Form sind die Scheidewände, trotzdem Milne Edwards und Haime sie als ziemlich zart bezeichnen („assez minces“), doch im ganzen und zumal die primären wesentlich stärker. Was die oligocäne *T. berica Cat.* anlangt[2]), so scheint sie sich sowohl in der Gestalt als im Kelchbau gut zu unterscheiden.

Favia profunda Reuss[3]).

Taf. XXVI, Fig. 7—8.

Von den beiden mir vorgelegten kleinen Stöcken hat der eine eine Breite von 35 *mm* und eine Höhe von 20 *mm* und besteht aus geradlinig emporwachsenden, an der Oberfläche in lebhafter Teilung begriffenen Zellen. Augenscheinlich sind beide Exemplare nur Teile einer großen Platte, so daß diese Koralle flache Rasen mit mehr oder weniger ebener Oberfläche gebildet haben mag. Die Zellen sind ziemlich stark verzerrt. Der eine Durchmesser ist fast dreimal so groß als der andere. Sie erreichen im Mittel eine Breite von 7 *mm* und sind voneinander durch eine sehr ausgesprochene Furche getrennt. Nach außen tragen sie starke, nahezu gleiche, durch Exotekaltraversen verbundene Rippen. Die stark gezähnelten Septen stehen in etwa vier Zyklen und sind nur wenig in der Stärke verschieden. Die aus mehreren Papillen zusammengesetzte Achse an der Basis des steil abfallenden Kelches ist deutlich erkennbar.

Diese Form entspricht durchaus der Beschreibung und Abbildung bei Reuss. Ich halte ihre Identität mit der sehr charakteristischen, auch in gleichaltrigen Ablagerungen im Friaul wiederkehrenden Type des Mitteleocäns von San Giovanni Ilarione für unbedingt gesichert, während ich aus den jüngeren oligocänen Komplexen des Sangonini- und Gombertohorizonts nichts Entsprechendes kenne. Es ist also eine typisch eocäne Art, welche uns in ihr in der Breccie von Zdaunek entgegentritt.

Leptophyllia dubravitzensis Oppenh.

Vergl. Neue Beiträge zur Eocänfauna Bosniens. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXV, 1912, pag. 112 (26), Taf. XIII. (IV), Fig. 1—1 *b*, 7, Taf. XV (VI), Fig. 2—7, Taf. XIV (V), Fig. 16—17 *a* (cum Syn.).

Die vier von mir vorgelegten, recht ungünstig erhaltenen Exemplare sind augenscheinlich die Individuen, welche Petrascheck a. a. O. als *Pattalophyllia* bezeichnet hat. Wenngleich eine gewisse Verstärkung der inneren Septalendigung in der Nähe des Zentrums wohl

[1]) Michelin, Iconograph. zoophyt. pag. 149, Taf. XLIII, Fig. 8, Milne Edwards und Haime Hist. nat. des Corall. III. pag. 58.

[2]) Vergl. Reuss, Paläontol. Stud. I. pag. 14, Taf. II, Fig. 2 und Reis, Korallen der Reiter Schichten a. a. O. p. 111, Taf. I, Fig. 15, 16, 23 und Taf. IV, Fig. 10 *a*, *b*, *c*.

[3]) Reuss, Paläontol. Stud. III. pag. 13, Taf. XLII, Fig. 6. d'Achiardi, Cor. eoc. del Friuli pag. 42.

stattfindet, so glaube ich dennoh nicht, daß diese generische Bestimmung einer eingehenderen Prüfung standzuhalten vermag und dies um so weniger, als, wie ich a. a. O. berichte, ähnliche Erscheinungen auch bei der *Leptophyllia dubravitzensis* zur Beobachtung gelangten. Dieser letzteren entsprechen unsere Stücke in der Beschaffenheit der allerdings nur an dem einem besser, aber auch hier nicht tadellos, erhaltenen äußeren Rippen, den zahlreichen, nach innen durch Synaptikel verbundenen, in der Stärke nicht allzu verschiedenen, gegen den Mittelpunkt hin aufeinander zustrebenden und stark geschlängelten Septen und dem, wie ein Durchschnitt lehrte, gänzlichen Fehlen der Achse so vollständig, daß ich kaum Bedenken trage, sie dieser Form anzureihen.

Die Art ist reich vertreten im Auversien der Umgebung von Barcelona, wie in Lutétienbildungen Bosniens.

Cidaris cf. subularis d'Arch.

Vergl. Mém. de la Soc. géol. de France, 2. Série, Tome III, pag. 419, Taf. X, Fig. 4.

Von den fünf mir vorgelegten Fragmenten, an denen sämtlich der Hals und die obere Spitze fehlen, entspricht das eine, an welchem die Warzen nicht so deutlich in Reihen angeordnet sind, einigermaßen der Type d'Archiac's. Andere erinnern an *C. interlineata d'Arch.*[1]), bei welchem die Knoten durch deutliche Rippen vereinigt sind, während die letzteren im allgemeinen zu stark sind, um eine Vereinigung mit dem sonst ebenfalls in Betracht kommenden *C. acicularis d'Arch.*[2]) zu gestatten. Die beiden ersteren Formen, *C. subularis* und *interlineata d'Arch.* scheinen sich ungemein nahe zu stehen und sind auch in Istrien in denselben Ablagerungen vereinigt[3]). Mir liegen entsprechende Stücke von Pinguente vor (meine Samml.), welche ebenso zwischen beiden Arten vermitteln und von welchen die Type von Zdaunek kaum spezifisch zu trennen ist, wie denn auch Cotteau[4]), wie er selbst angibt, geschwankt hat, ob er beide Formen nicht zusammenziehen solle.

C. subularis d'Arch. findet sich nach Boussac[5]) bei Biarritz in den Kalken des Absturzes von Handia und an der Gourèpe, in beiden Fällen in Ablagerungen, welche Boussac noch zum Lutétien zieht. Die Art ist dann in mitteleocänen Ablagerungen ziemlich verbreitet und findet sich auch in den Priabonaschichten. Es genügt, hier auf meine diesem Komplex gewidmete Monographie[6]) wie auf meine Revision der tertiären Echiniden Venetiens und des Trentino[7]) zu

[1]) A. a. O. Taf. X, Fig. 10.
[2]) Ebendort Taf. X, Fig. 5.
[3]) Vergl. Torquato Taramelli, Di alcuni Echinidi eocenici dell'Istria. Atti del R. Istituto Veneto di lettere, scienze ed arti. Ser. IV, Tome III, pag. 11 des Sep.
[4]) Vergl. Paléontologie française. Échinides éocènes, I. pag. 428: „nous avions été tenté de réunir cette espèce au *C. subularis*".
[5]) Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Annales Hébert, Tome V, Paris 1911, pag. 16.
[6]) Palaeontographica 47, 1901, pag. 81.
[7]) Z. d. D. g. G. 1902, a. a. O. pag. 165.

verweisen. Was *C. interlineata d'Arch.* anlangt, so wird diese Form bei Boussac nicht zitiert. Cotteau gibt sie [1]) von Biarritz ohne genaueren Fundpunkt an. P. de Loriol hatte nun in seiner „Description des Échinides tertiaires de la Suisse" [2]) bereits darauf hingewiesen, daß die Form, welche v. Schauroth [3]) aus den Priabonaschichten von S. Orso bei Schio abbildet, nicht der Type d'Archiac's entspräche. Dames [4]) hat diese Bemerkung de Loriol's augenscheinlich übersehen, denn es ist ganz klar, daß ein Stachel mit 23 bis 25 Längsreihen von Knoten nicht auf die von d'Archiac abgebildete Form bezogen werden kann, obgleich der französische Autor leider die Zahl der Knotenreihen bei der Type von Biarritz anzugeben verabsäumt hat. Ich selbst habe diese Art nachher sowohl in meinen Priabonaschichten als in meiner Revision im Sinne von Dames und v. Schauroth aufgefaßt und glaube jetzt selbst, daß sie von *C. interlineata d'Arch.* zu trennen sein dürfte, während diese letztere Form sich aufs innigste an *C. subularis d'Arch.* anschließen würde. — Es sei dem wie immer, jedenfalls weisen auch die Cidaridenstacheln von Zdaunek auf eocäne und nicht auf oligocäne Formen hin. —

Schlussfolgerungen.

Wenn wir die Resultate der vorhergehenden Detailuntersuchung aneinanderreihen und zusammenfassen, so ergibt sich für die Fauna der Breccie von Zdaunek folgendes Bild: Von den wenigen Molluskenresten ist die *Gryphaea Katzeri Oppenh.* eine bisher auf das Mitteleocän, das Lutétien, beschränkte Type, während *Spondylus radula Lam.* sowohl im Mittel- als im Obereocän, im Lutétien, Auversien und Bartonien auftritt. Beide sind im typischen Oligocän bisher nicht aufgefunden worden. Auf die gleiche Verbreitung (Mittel- bis Obereocän) weisen die Cidaridenreste hin. Von den Korallen ist die häufigste Art die *Lobopsammia cariosa Goldf.* sehr charakteristisch für das Obereocän, das Auversien des Pariser Beckens, doch steigt sie allerdings im alpinen Gebiet bis in das Unteroligocän, das Lattorfien, herauf. Die ebenfalls in einer großen Anzahl von Exemplaren vorliegende *Cyathoseris raristella Oppenh.* ist in der hier von mir gegebenen spezifischen Begrenzung auf das Mittel- und Obereocän beschränkt, doch darf nicht verschwiegen werden, daß sie allerdings sehr nahe Verwandte im Oligocän besitzt und daß die sie von diesen trennenden Merkmale sehr zarter Natur sind. *Stylophora contorta Leym.* herrscht ebenfalls im Mitteleocän vor, geht aber bis in das Mitteloligocän in kaum veränderter Form herauf. Dagegen ist *Favia profunda Reuss* bisher nur im Mitteleocän von San Giovanni Ilarione und den diesen entsprechenden, vielleicht sogar noch etwas älteren

---

[1]) Paléontologie française. Échinides éocènes. I. pag. 428.

[2]) Abhandl. der Schweizer paläont. Gesellsch. II und III, Bern 1875, pag. 13.

[3]) Verzeichnis der Versteinerungen im herzogl. Naturalien-Kabinett zu Coburg 1865, pag. 189, Taf. VIII, Fig. 12.

[4]) Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärablagerungen. Palaeontographica XXV, Kassel 1877, pag. 8.

korallenführenden Absätzen des Friaul nachgewiesen worden. Auch *Trochoseris semiplana Oppenh.* hat bisher eine rein mitteleocäne Verbreitung, ebenso weist *Leptophyllia dubravitzensis Oppenh.* auf mittel- bis obereocäne Beziehungen hin. Man dürfte daher nach diesen Daten nach dem Vorherrschen geologisch älterer Formen wohl berechtigt sein, dem Konglomerat von Zdaunek ein mittel- bis obereocänes Alter zuzusprechen, also es dem Lutétien oder Auversien anzugliedern und sowohl Priabonien als die typischen Oligocänbildungen bei der Altersfestsetzung auszuschließen.

Nun hat R. J. Schubert, wie wir in der Einleitung sahen, in diesem Konglomerat einige größere Foraminiferen, besonders Orthophragminen und Nummuliten aufgefunden und es frägt sich nun, wie weit diese Funde und die aus ihnen zu ziehenden Resultate mit den von mir aus dem Studium der höheren Tierreste erzielten in Einklang zu bringen sind. Leider liegen mir diese Formen bisher nicht vor, doch habe ich keine Veranlassung, bei der bekannten Kompetenz Schuberts in diesen Fragen den geringsten Zweifel gegen die Richtigkeit seiner Bestimmungen hier zu erheben. Die von Schubert nun bestimmten Formen sind nach den Mitteilungen Petraschecks a. a. O. *Orthophragmina varians v. Schloth.*, *Orthophragmina cf. aspera Gümb.*, *Nummulites cf. variolaria Lam.* und *Nummulites cf. Oosteri de la Harpe.* Was *Orthophragmina varians Kaufm.* anlangt — die einzige Form, welche Schubert ohne *cf.* angibt — so wäre es allerdings wichtig, zu wissen, in welchem Umfang der Autor hier den Artbegriff aufgefaßt wissen wollte. Gümbel hat seinerzeit[1]) diese Form zu seiner *Orbitoides nummulitica* gezogen und mit diesem restlos vereinigt, während später Charles Schlumberger[2]) die Type der Ralligstöcke bei Interlaken in der Westschweiz von ihr abtrennte. In der Gümbelschen Fassung käme die Form in der Umgebung von Traunstein in Südbayern, bei Schöneck, Hammer etc. schon in Ablagerungen vor, welche reichlich *Nummulites laevigatus Lam.* führen und daher typisches Lutétien sind. Sie fände sich dann ferner in den Kressenberger Eisenerzflözen, welche wohl größtenteils dem Lutétien angehören dürften, wie in den „jüngeren Nummulitenschichten von Reichenhall", welche wohl schon zum Priabonien zu rechnen sind. In der Fassung von Schlumberger scheint die Form nur in dem jüngeren Niveau aufzutreten, da er sie als „assez communs dans les couches éocènes des Ralligstöcke près Interlaken" angibt, deren Fauna nach Boussac[3]) zum Auversien gehört, also in das Niveau von Roncà fällt. Allerdings fügt er auch „rare à Daguerre, Basses-Pyrénées" hinzu. Was den letzteren Fundpunkt anlangt, so bitte ich nachzulesen, was ich in meinen neuen Beiträgen zur Eocänfauna Bosniens[4]) über ihn

[1]) Vergl. Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. Abhandl. der königl. bayr. Akadem. d. Wissensch. 2. Klasse. Bd. X. II. Abt. München 1868, pag. 124 (702).

[2]) Vergl. Troisième Note sur les Orbitoides. B. S. G. F. 4. Sér. Tome III. Paris 1903, pag. 281.

[3]) Études stratigraphiques sur Nummulitique alpin. Mémoires pour servir à l'expliquation de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1912, pag. 439

[4]) Beiträge zur Paläontol. Österr.-Ung. und des Orients. Bd. XXV. Wien 1912, pag. 93.

niedergelegt habe. Es ist dies ein Punkt im Südosten von Bayonne, über welchen ich nähere Angaben bisher vergebens in der betreffenden Literatur gesucht habe. Es wäre nicht unmöglich, daß es sich hier um ein tiefes Niveau mit *Nummulites laevigatus* handeln könnte. In der Gümbelschen Begrenzung habe ich selbst die Art[1]) von dem wohl schon dem Untereocän, dem Londinien, entsprechenden Spilecco-horizont an aufwärts bis durch die Priabonaschichten verfolgt. Uhlig gibt sie[2]) von Vola Luźanska aus dem letzteren Niveau an. Nach den Mitteilungen bei Gümbel[3]) würde *Orthophragmina aspera Gümb.*, welche ich bei Schlumberger nicht zitiert finde, ungefähr die gleiche Verbreitung besitzen wie *Orthophragmina varians Kaufm.*, also im Lutétien einsetzen und im Priabonien aussterben. Auch diese Type habe ich[4]) im Untereocän des Spileccohorizonts aufgefunden und von dort bis in das Priabonien herauf verfolgt. Man sieht, die beiden von Schubert zitierten Orthophragminen geben als weit-durchgehende Formen keine klare und unzweideutige Antwort auf die Altersfrage, es sei denn, daß sie die Zugehörigkeit zum Oligocän unbedingt ausschlössen.

Was die *Nummuliten* unserer Formation anlangt, so tritt *N. variolaria* zwar im Mittelmeergebiet, in Ägypten, Syrien und Palästina[5]) schon im Untereocän der lybischen Stufe auf. In Nordeuropa, im Anglopariser Becken, wie in den nordalpinen Sedimenten ist die Form dagegen auf das Obereocän, auf das Auversien, beschränkt[6]). Im Mittelmeergebiet soll sie sich allerdings in ganz beschränkten Fällen nach Boussac[7]) auch im Priabonien finden; Boussac zitiert sie direkt aus Priabona, wo ich sie niemals zu Gesicht bekommen habe. Jedenfalls sind diese Fälle einigermaßen zweifelhafter Natur und dies um so mehr, als der Autor selbst a. a. O. angibt, daß sie im Mittelmeergebiet keinen stratigraphischen Wert mehr besäße, und daß ihre Bestimmung dort unsicher würde und er abschließend von *Nummulites variolarius* bemerkt, „c'est surtout sa petitesse qui fait reconnaître cette espèce dont les caractères très neutres pourraient être ceux d'une Nummulite type“. Es scheint also mit dieser sehr kleinen und noch dazu so indifferenten Form stratigraphisch nicht allzuviel anzufangen zu sein, wenigstens nicht in den Mittelmeerregionen. Im Anglopariser Becken hat man ihr stellenweise eine ausschlaggebende Bedeutung zuerteilt.

N. Oosteri de la Harpe ist dagegen eine überaus seltene und sehr zerstreut auftretende Art, welche de la Harpe im Bulletin de

---

[1]) Vergl. Priabonaschichten, pag. 46.

[2]) Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1886. Bd. XXXVI. I. Heft, pag. 203 (63).

[3]) A. a. O. pag. 120 (698).

[4]) Priabonaschichten, pag. 44.

[5]) Vergl. u. A. M. Blanckenhorn in Z. d. d. g. G. 1900, p. 406 (Tabelle), p. 411 und 418 din de la Harpe in Palaeontographica, XXX, 1. 1883, p. 215.

[6]) Vergl. hier u. a. Jean Boussac, Observations sur la faune des couches supérieures de Bracklesham à Nummulites variolarius. Annales de la Soc. géol. du Nord, Taf. XXXVI, pag. 360 ff. Lille 1907.

[7]) Vergl. Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin, Paris 1911, (Mém. de la Carte géol. détaillée de la France), pag. 49.

la Société vaudoise des Sciences naturelles[1]) vom Waschberge bei Stockerau zuerst beschrieben hat und dann ziemlich gleichzeitig am Gurnigel bei Thun in einem groben, dem Flysch eingelagerten Sandsteine wiederfand. De la Harpe macht in einer Anmerkung pag. 85 seiner „Études des Nummulites de la Suisse“ [2]) darauf aufmerksam, daß sein *N. Oosteri* den granulierten Formen angehöre, welche man bis jetzt gewöhnt sei, als den mittleren eocänen Schichten eigentümlich anzusehen, während er ursprünglich bei der Beschreibung von *N. Oosteri* und *Partschi* ihnen ein obereocänes Alter, Bartonien, zugesprochen hatte. Diese seltene Nummulitenart ist später von Rzehak[3]) wieder am Waschberge bei Stockerau aufgefunden worden, und zwar in Vergesellschaftung von sehr häufigen *Orbitoides aspera Gümbel* und seltenen *Orbitoides nummulitica Gümbel*, also den gleichen Orthophragminen, die wir auch hier bei Zdaunek finden, in Verbindung mit vereinzelten Exemplaren von *N. Boucheri de la Harpe* und *N. Tschihatscheffi d'Arch.*, von denen die letztere Art, wie Rzehak pag. 229 ausdrücklich angibt, nur in einem Exemplar gefunden wurde. Auch Rzehak ist geneigt, auf Grund dieser größeren und weit zahlreicherer Funde von kleinen Foraminiferen die Fauna vom Waschberge für obereocän, Bartonien nach der alten, Auversien wohl nach der neueren Nomenklatur, anzusehen. Diese Ansicht steht zum mindesten nicht im Widerspruche mit den hier für die Fauna von Zdauneck getätigten Resultaten, obgleich ein zwingender und unumstößlicher Beweis mir bisher noch nicht geführt zu sein scheint. Leider ist von der alttertiären Fauna der Umgegend von Stockerau bisher nur so äußerst wenig bekannt, worauf in neuerer Zeit des wiederholten, u. a. von Bittner hingewiesen wurde[4]). Die beiden Molluskenarten, welche Bittner hier als neu vom Waschberge angibt, *Velates Schmidelianus Chemn.* und *Nerita circumvallata Bayan*, beweisen nur, daß es sich hier um Eocän handelt, sind aber nicht unbedingt typisch für ein bestimmtes Niveau, denn, wenn sie auch in Roncà und in anderen Auversienbildungen besonders häufig sind, so finden sie sich auch bekanntlich noch in tieferen Komplexen, z. B. am Monte Postale bei Bolca, während das Auftreten von *Ranina cf. Marestiana*, welche Bittner a. a. O. von Bruderndorf angibt, für ein noch höheres Alter des Komplexes ins Feld geführt werden könnte.

Das letztere Moment wird noch dadurch verstärkt, daß nach der Ansicht eines so ausgezeichneten Kenners der alpinen Nummulitenformation, wie dies Boussac[5]) ist, das Nummulitenpaar *N. Partschi-Oosteri*, welches auch bei St. Andrae, Greifenstein, Höflein und Kritzendorf aufgefunden worden sein soll, in der ganzen Schweiz charakteristisch ist für das Lutétien, und zwar für dasjenige der helvetischen Decken.

---

[1]) 2. Sér. Vol. XVII, pag. 33, Taf. III, 1881. — Vergl. auch Arnold Heim, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abhandl. der schweizerischen paläontol. Gesellsch. XXXV, Zürich 1908, pag. 239.

[2]) Mém. de la Soc. paléont. Suisse, Vol. VII, Basel—Bern—Genf 1881.

[3]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Nr. XI, pag. 228.

[4]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1893, Nr. 9, pag. 241.

[5]) Vergl. Jean Boussac, Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, Mémoires pour servir à l'expliquation de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1912, pag. 564.

Boussac zieht in seinen „Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin" pag. 53 ff. *Nummulites Partschi* und *Oosteri de la Harpe* mit der von Arnold Heim vor einiger Zeit als *Nummulina gallensis* beschriebenen Type zusammen und erklärt, daß diese Form in ihren phyletischen Beziehungen sich einschöbe zwischen den typischen *Nummulites Lucasanus Defr.* von Bos-d'Arros und *Nummulites laevigatus de Lamarck* und zu beiden im genetischen Verhältnisse stünde. Er hält sie für leitend für das Lutétien, in welchem sie auch mehr im Süden und im Osten sowohl in Rumänien als auch im Vicentino aufträte. Aus dem letzteren Gebiete sollen der Sorbonne Exemplare von Monte Pulli bei Valdagno vorliegen. Wenn man zudem auf pag. 56 a. a. O. liest, daß man Grund habe vorauszusetzen, daß entweder *Nummulites Partschi* den *Nummulites laevigatus* habe entstehen lassen, oder daß sie zwei Geschwisterarten seien, so kann das Niveau der Art wohl kaum über das tiefe Lutétien gesetzt werden. Für diese letztere Ansicht dürfte denn auch sprechen, daß R. J. Schubert[1]) neuerdings dieselbe Art im mährischen Flysch an verschiedenen Punkten in inniger Vergesellschaftung mit *Nummulites distans Desh.* aufgefunden hat, einer Type, welche, wie bekannt und wie von Boussac[2]) erst kürzlich wieder ausgeführt wurde, ein relativ tiefes Niveau im Lutétien charakterisiert. Der Punkt, wo im mährischen Flysch *Nummulites Partschi Oosteri* und *Nummulites distans* vergesellschaftet erscheinen, liegt, wie Schubert a. a. O., pag. 125—126 angibt, „nahe dem Südwestende des Teufelsteinzuges, an dem Fahrwege zwischen Ludkowitz und Brzezuwek". Von einem anderen Punkt, der augenscheinlich ziemlich altersgleich ist, und an welchem wenigstens *Nummulites distans Desh.* erscheint, im Südosten von Silimau, wird übrigens von Schubert a. a. O., pag. 124 auch hier wieder *Orthophragmina varians Kaufmann* zitiert, also dieselbe Type, welche auch bei Zdaunek mit *Nummulites Partschi-Oosteri* vergesellschaftet auftritt.

Ich komme also zu dem Resultat, daß die Konglomerate von Zdaunek mindestens dem Obereocän, dem Auversien, das heißt den Roncàschichten angehören, daß sie aber wahrscheinlich noch tiefer anzusetzen sind und wohl schon dem tieferen Lutétien entsprechen. Jedenfalls sind sie weder oligocän noch Priabonien, und älter als die Niemtschitzer Schichten Rzehaks und die diesen in den westgalizischen Karpathen entsprechenden, teils von Uhlig, teils später von Wójcik[3]) in ihrer Fauna bearbeiteten Ablagerungen. Es wäre noch zu ermitteln, in welchem Verhältnis diese Konglomerate sich befinden zu den im Steinbruche von Zdaunek südlich vom Orte anstehenden, tonigen, sandigen und mergeligen Ablagerungen, aus welchen Rzehak in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1888, pag. 192 eine ziemlich artenreiche, aber anscheinend etwas indifferente Foraminiferenfauna beschreibt, deren Alter er als Bartonien oder Ligurien annimmt.

---

[1]) Vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 125.

[2]) Vergl. Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, pag. 22.

[3]) Das Unteroligocän von Riszkania bei Uzsok. Bull. de l'Académie des Sciences de Cracovie. 1905, pag. 254 ff. Wie: Die unteroligocäne Fauna von Kruhel mały bei Przemyśl. Ebendort, 1903, pag. 798 ff.

Inhaltsangabe.

Ein neuerlicher Fund von Elephas planifrons in Niederösterreich.

(Mit Beiträgen zur Stratigraphie der Laaerberg- und Arsenalterrasse.)

Von Dr. Günther Schlesinger,
Konservator am n.-ö. Landesmuseum in Wien.

Mit zwei Doppeltafeln (Nr. XXVII und XXVIII) und 6 Abbildungen im Text.

Einleitung.

Vor Jahresfrist hatte ich die erste strikt behauptete Feststellung des sewalischen *E. planifrons Falc.*[1]) in unserem engeren Heimatland der Öffentlichkeit übergeben. Die Umwälzung, welche diese Konstatierung in den Ansichten über die Stammesgeschichte der Elefanten hervorbringen mußte, hat mich veranlaßt, von dem gewonnenen Gesichtspunkt aus die gesamte Phylogenie der Proboszidier kritisch durchzugehen.

Die Arbeit war reichlich auf Widerspruch gestoßen.

W. Soergel[2]) hatte nicht einmal Zeit, ihr Erscheinen abzuwarten. Er erklärte einfach auf meine vorläufige Mitteilung[3]) hin: „Ich will aber schon hier bemerken, daß ich die Bestimmung nicht für richtig halte."

An diese etwas voreilige Behauptung hatte sich ein Briefwechsel geknüpft, der zwar Herrn Dr. Soergel dem eingehenderen Studium meiner Arbeit zuführte, ihn aber seinem Standpunkt nicht abwendig machte. Auch der täuschend ähnliche Gipsabguß, den ich an ihn sandte, brachte ihn nur zu folgender „Feststellung"[4]):

„Nach meinen Erfahrungen, die sich besonders auf die Kenntnis des *E. meridionalis* aus dem Val d'Arno, und zwar in reichen Zahnserien, stützen, liegt absolut kein Grund vor, diesen Zahn für primitiver zu halten. Er fällt durchaus in die Variationsbreite des *El. meridionalis*

---

[1]) G. Schlesinger, Studien über die Stammesgeschichte der Proboszidier in Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 62, Heft 1. Wien 1912.

[2]) W. Soergel, Über *E. trogontherii Pohl.* und *E. antiquus Falc.* etc. in Palaeontogr. Bd. LX, pag. 98. Stuttgart 1912.

[3]) G. Schlesinger, Über den Fund einer pliocänen Elefantenstammform (*E. cf. planifrons Falc.*) in Niederösterreich (vorläufige Mitteilung) in „Monatsbl. d. Ver. f. Landesk. v. Niederöst.", X. Jahrg., Nr. 16, pag. 243. Wien 1911.

[4]) Brief vom 10. Januar 1913.

und nicht einmal an einen unteren Pol. Es ist ein fragmentärer, stark abgekauter *M* III von *El. meridionalis.*"

Schon damals war dieses apodiktische Urteil, das Soergel auf Grund seiner „Erfahrungen an den reichen Zahnserien des *E. meridionalis* aus dem Val d'Arno" gefällt hatte, bei mir auf wenig Vertrauen gestoßen.

Die Berechtigung meines Mißtrauens bestätigt der Fund, den zu publizieren ich in der glücklichen Lage bin.

Soergel blieb nicht ohne Nachfolge. W. O. Dietrich[1]) ist zwar von der Richtigkeit der Bestimmung überzeugt, verrät aber doch hinter der Vorsicht, mit der er dem Fund zustimmt, sein Schwanken.

Mit derselben sicheren Gewißheit, die Soergels rasche Behauptung kennzeichnete, trat auch W. Freudenberg[2]) an seine Seite. Für ihn ist der Zahn wahrscheinlich ein *E.* (*meridionalis*) *trogontherii*, die Schotter sind „altquartär".

Von einer ganz anderen Seite her leistete sich R. N. Wegner[3]) einen Angriff. Ich komme im Anhang (pag. 741 [31]) dieser Arbeit auf die meisten dieser Anwürfe zurück.

Eben mit der Sichtung des reichen Tetrabelodontenmaterials beschäftigt, dessen Bearbeitungsmöglichkeit ich dem neuen Leiter der geologisch-paläontologischen Abteilung des Wiener Hofmuseums, Herrn Kustosadjunkt Dr. F. X. Schaffer, verdanke, kam mir bei den notwendigen Ordnungsarbeiten der im folgenden beschriebene prachtvolle Molar von *E. planifrons Falc.* in die Hand.

Ich bin dem Zufall dankbar, der meine erste Konstatierung von *E. planifrons* durch ein so ausgezeichnetes Stück bestätigte und übergebe die folgenden Zeilen der Öffentlichkeit mit den begleitenden Worten herzlichen Dankes an Herrn Dr. F. X. Schaffer für die Liebenswürdigkeit, mit der er mir den selten schönen Rest zur Publikation überließ.

Nicht minder dankbar bin ich Herrn Assistent Dr. Friedrich Trauth für die freundliche Unterstützung, die er mir bei Beschaffung der Literatur und einzelner näherer Funddaten gewährte.

Für die Durchführung der Photogramme sage ich Fräulein L. Adametz vom Wiener Hofmuseum auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank.

Wien, k. k. Naturhistorisches Hofmuseum, im Oktober 1913.

---

[1]) W. O. Dietrich, Zur Stammesgeschichte des afrikanischen Elefanten in Zeitschr. f. ind. Abstammungs- und Vererbungslehre. Bd. 10, Heft 1 und 2. Berlin 1913.

[2]) W. Freudenberg, Referat über meine Arbeit in Neues Jahrb. f. Min. Jahrg. 1913, Bd. I, Heft 2, pag. 351. Stuttgart.

[3]) R. N. Wegner, Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln in Palaeontogr. LX, pag. 255. Stuttgart 1913.

1. Die Geologie des Fundortes.

Es ist ein Glück zu nennen, daß sich in Anbetracht des Umstandes, daß der Zahn erst 1912 gefunden wurde, die Lagerstätte in allen Einzelheiten genau feststellen ließ.

Das Stück wurde gelegentlich der Schotter- und Sandgewinnung in der Löwyschen Ziegelei am Laaerberg (Wien XI), den ehemaligen „Rudolfsziegelöfen", aus der Mitte des Laaerbergschotters gehoben.

F. X. Schaffer[1]) hat diesen Aufschluß 1906 genau studiert und zwei Photographien davon publiziert, an Hand deren er folgende Schichten feststellt:

Humus.

1. Löß.

——————————— Diskordanz!

2. Hellschokoladefarbene, sehr tonreiche Sande.
3. Dunkelroter, sandiger, im feuchten Zustand plastischer Lehm.
4. Lichtgelbe, feine tonige Sande.
5. Rostroter Laaerbergschotter.
6. Ungefärbter Laaerbergschotter.

~~~~~~~~~~~ Deutlich wellenförmig erodierte Oberfläche. (Diskordanz!)

7. Kongeriensande.
8. Kongerientegel.

Heute ist der Abbau bereits erheblich fortgeschritten und die Wand der Grube (ganz links im Bilde Schaffers, l. c. Taf. XIII*a*) um ungefähr 100 *m* rückverlagert.

Die Schichtenfolge ist im wesentlichen die gleiche. Die hohen Schichten (2—4 inkl.) greifen auf die westliche Hälfte des Bruches, wie aus der Photographie Schaffers (l. c. Taf. XIII*a*) zu ersehen ist, nicht mehr hinüber.

Die Fundstelle unseres Stückes liegt ziemlich nahe der Linie, die in Schaffers Abbildung den Aufschluß im Westen (links) begrenzt, nur, wie schon erwähnt, etwa 100 *m* weiter gegen Norden.

Infolge der Abgrabung hat sich die Schichtfolge um einiges geändert:

Die untersten Lagen sind Kongerientegel und -sand. Letzterer zeigt an der oberen Grenzfläche deutlich die schon von Schaffer konstatierten wellenförmigen Erosionsmarken. Über diesen liegen nun nicht mehr, wie es zur Zeit der Aufnahme F. X. Schaffers der Fall war, die Laaerbergschotter, sondern zunächst grobe Roll-

[1]) F. X. Schaffer, Geologie von Wien. II. Teil, pag. 181—183, Taf. XIII*a* und *b*. Wien 1904/06.
~~~~~~~~~~~

stücke sehr verschiedener Herkunft. Die Hauptmasse derselben sind bis 60 *cm* lange gequetscht eiförmige Rollblöcke aus dichtem, hartem Sandstein, der dem Flysch außerordentlich ähnlich ist. Ihre Herkunft erklärt sich einfach. Die obersten Partien des Kongeriensandes, der bekanntlich zum größten Teil sedimentierter Flyschsand ist, sind in oft 2—3 *m* langen, brotlaibförmigen Linsen verfestigt und zu einem sekundären Flysch umgewandelt. Aus diesen Gesteinsbildungen stammen die gerollten Trümmer. Außerdem sind aber überkopfgroße Kalk- und auch Quarzgeschiebe ziemlich häufig.

Die Schicht streicht mit 1—$^3/_4$ *m* Mächtigkeit mit leisem Fallen von Osten nach Westen aus und geht ungefähr vor der Mitte bis zur Mächtigkeit von $^1/_2$ *m* und weniger zurück.

Noch vor dem Aneinanderstoßen der Schichten 4 und 5 (s. Schaffers Abb.) verschwindet sie gänzlich. An ihrer Stelle treten die im Kongerientegel (so insbesondere bei Vösendorf) häufigen, mächtigen Flachklötze von zusammengesetztem Tegel und tegeligem Sand auf.

Über dieser Schicht folgt in einer Mächtigkeit von 10—12 *m* Laaerbergschotter.

Die Grenze zwischen Schaffers Zone 6 (ungefärbt) und 5 (rostrot) ist hier nicht scharf, läßt sich aber im großen ganzen gut konstatieren. Rote Taschen greifen in größerer und geringerer Ausdehnung in die untere Schicht (insonderheit im Osten) häufig über, treten sogar mitten im ungefärbten Schotter und nahe seiner Basis auf.

Den Abschluß nach oben bildet Löß, der im Vergleich zum Aufschluß von 1906 an Mächtigkeit weit überwiegt. Er setzt mit ca. 1 *m* im Westen ein und erreicht gegen Osten bis zur starken Schichtneigung (s. Schaffers Abb.) $2^1/_2$—3 *m*.

Der Zahn lag ungefähr 7 *m* tief von der Oberfläche der Wand entfernt mitten im Laaerbergschotter in einer Partie von starker Rotfärbung. Quarzgeröllstückchen und braunrotes sandiges Bindemittel kleben dem Stücke an einzelnen Stellen noch an und bestätigen überdies die Richtigkeit dieser Angaben.

Es war für mich begreiflicherweise von größtem Interesse, Näheres über das Alter der Laaerbergterrasse zu erfahren.

Die Literatur [1]) bot trotz des regen Widerstreites der Meinungen nichts Positives.

F. X. Schaffer [2]) selbst schied aus der Diskussion mit der Überzeugung: „Der bisherige Mangel von entscheidenden Fossilfunden

[1]) F. X. Schaffer, Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien, in Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1902. Heft 11 und 12. — Zur Frage d. alten Flußterrassen in Wien, in Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1904. Heft 3 und 4. — Neue Beobachtungen zur Kenntnis der alten Flußterrassen bei Wien, in Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1904. Heft 9 und 10. Nr. 4. — Geologie von Wien. l. c. — Ch. Deperet, Sur l'age des graviers du Belvédere in Bull. Soc. Geol. France, 4e serie, t. III, pag. 631, Paris 1903. — R. Hoernes, Belvederefauna und Arsenalterrasse, in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904. — H. Hassinger, Zur Frage der alten Flußterrassen bei Wien, in Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges., pag. 216. Wien 1905.

[2]) F. X Schaffer, Geologie von Wien. II., l. c. pag. 205.

in den Schottern der Arsenal- und Laaerbergterrasse hat es noch nicht gestattet, diese Altersfrage auf sicherem Wege zu entscheiden."

Ein glücklicher Fund, der in den letzten Jahren gemacht wurde, brachte mich der Lösung nahe.

Im Sommer 1911 wurden bei der Schottergewinnung in der Grube nächst dem „Alten Landgut" auf der Höhe des Laaerberges (Kulmination der Favoritenstraße) die Reste von zwei Stoßzähnen und einem oder zwei Molaren eines Tetrabelodonten gefunden, den ich im folgenden zum Teil näher beleuchten will.

Die Stücke kamen während meiner zufälligen Anwesenheit ins Hofmuseum, so daß jeder Zweifel ausgeschlossen ist.

Herr Dr. Friedrich Trauth war kurz nach dem Einlangen der Stücke an die Fundstelle gefahren und hatte sich über die Lagerungsverhältnisse Klarheit verschafft.

Der Aufschluß läßt an sich kein Schwanken darüber aufkommen ob die Reste auch wirklich aus dem Schotter stammen. Bei einem persönlichen Besuch der ausgedehnten Grube konnte ich mich überzeugen, daß überhaupt an keiner einzigen Stelle irgendein anderes Sediment angefahren ist als Laaerbergschotter mit Ausnahme der geringen Hangendschicht von wenig mächtigem Löß und Humus.

Der Aufschluß zeigt eine ausgedehnte Masse von zum Teil dunkelrostrotem, an anderen Stellen lichterem bis gelblichweißem Schotter und liegt im Kartenbild durchaus in der Terrasse des Laaerberges.

Zudem beweisen auch bei diesem Funde anhaftende Schotterpartien die Richtigkeit obiger Angaben.

Ich behalte mir vor, die eingehende Publikation des gesamten Fundes gelegentlich der Veröffentlichung meiner im Gang befindlichen Studien über die Tetrabelodonreste der Wiener Sammlungen durchzuführen.

Die folgenden Ausführungen berücksichtigen nur den Teil, der eine Artbestimmung zuläßt und daher für die Stratigraphie des Laaerbergschotters von Wesen ist.

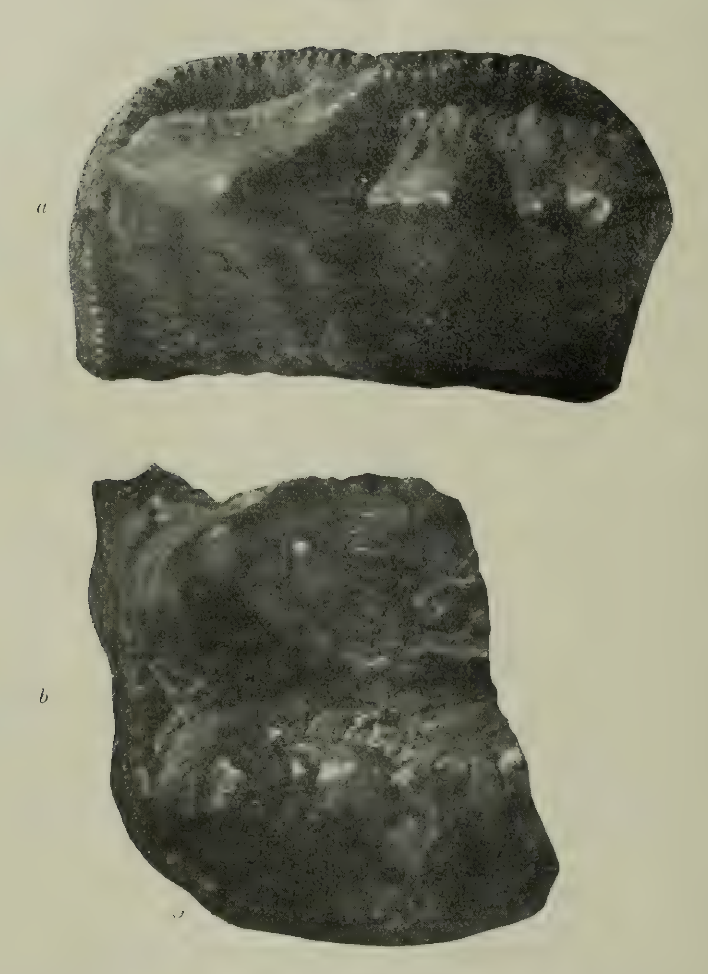
Von Backenzähnen sind ein ganzes und zwei halbe Joche, letztere hintereinander vorhanden (s. Abb. 1 *a* u. *b*).

Das einzelne Joch ist — nach Analogie eines Zahnes von *T.* (*Zl.*) *tapiroides Cuv.* aus den Faluns de la Tourraine (Sammlung des Wiener Hofmuseums) — das vorderste eines zweiten (vorletzten) echten Molaren der linken Kieferhälfte.

Das Joch weist (s. Abb. 1 *a*) einen sehr kräftigen Basalwulst auf, welcher an der posttriten Seite bedeutend schwächer entwickelt ist und an der Rundung fast verschwindet.

Der prätrite Haupthügel gleicht einer oben abgerundeten dreiseitigen Pyramide. Vorn und rückwärts läuft über ihn eine sehr starke, vorn an der Basis gekörnelte Crista, die rückwärts gegen die Mitte durch eine Adventivcrista verstärkt wird. Gegen die Medianfurche zu schiebt sich ein weiterer Kamm ein, der den Charakter eines schlecht entwickelten Nebenpfeilers trägt. Die posttrite Hälfte setzt sich aus zwei Hügeln zusammen. Der äußerste ist

Abb. 1.



Übergangsform von *T. (Zl.) tapiroides Cuv.* zu *T. (Zl.) Borsoni Hays.*

Abb. a = Erstes Joch eines vorletzten, linken Molaren.

Abb. b = Die beiden letzten prätriten Halbjoche eines $M\frac{2}{2}l$ (wahrscheinlich von dem gleichen Zahn stammend).

Fundort: Laaerberg, Schottergrube beim „Alten Landgut", Wien X.

Horizont: Mittelpliocän, Terrasse vom Laaerberg.

Ansichten von der Kaufläche in natürlicher Größe.

Originale im Wiener Hofmuseum.

zweispitzig und an der Rückwand von oben und außen gegen unten und innen (d. h. unabhängig von der Orientierung im Kiefer) durch eine schwächere, aber deutliche Crista verstärkt. An diesen zweispitzigen Hügel schließt sich, durch eine ungefähr 1 *cm* tiefe deutliche Furche getrennt, ein zweiter mit einer schwachen Verstärkungsleiste am rückwärtigen Teil.

Die Maße des Joches sind:

	Millimeter
Länge in der Mitte	45
Basale Breite	79
Entfernung der äußersten Hügelspitzen .	50
Größte Höhe des prätriten Teils (vom oberen Ende des Basalwulstes gemessen)	33
Breite des prätriten Teils (in der Höhe des Basalwulstes	35

Die beiden anderen Jochreste (s. Abb. 1*b*) entstammen ebenfalls der linken Seite und zeigen ganz ähnlichen Habitus, nur ist an dem gegen den Bruch zu befindlichen Joch der prätrite leistenartige Nebenhügel etwas mehr, am folgenden Joch vollständig entfaltet. Die Zwischentäler weisen reichliche Spuren von Zement auf.

Für die annähernde Bestimmung des stratigraphischen Horizonts der Fundstelle ist zuvörderst die systematische Stellung der Reste von Wesen.

In der äußeren Gestalt schließen sich die Stücke so nahe an *Tetr.* (*Zl.*) *tapiroides Cuv.* an (s. Abb. 2*a* u. *b*), daß man versucht wäre, sie ohne weiteres dieser Form zuzuweisen, wenn irgendwelche Anhaltspunkte für die Annahme einer sekundären Lagerung gegeben wären. So aber ist es schon ausgeschlossen, daß die zum Teil hohlen und zerbrechlichen Molarenschmelzkappen irgendeinen Transport durch Wasser heil überstehen, gar nicht zu reden von der Unzahl von reibenden Püffen, die der dicht gebankt liegende Schotter des Laaerberges allen in ihm transportierten Objekten verabreicht haben muß.

Gänzlich unerklärlich aber wäre der schöne Erhaltungszustand der beiden Stoßzähne. Endlich zeigt sich an keinem Stück auch nur eine einzige Rollspur.

Es ist demnach über jeden Zweifel erhaben, daß das Tier zur Zeit nach der Ablagerung der Kongeriensande, also frühestens zu Beginn des Mittelpliocäns gelebt hat.

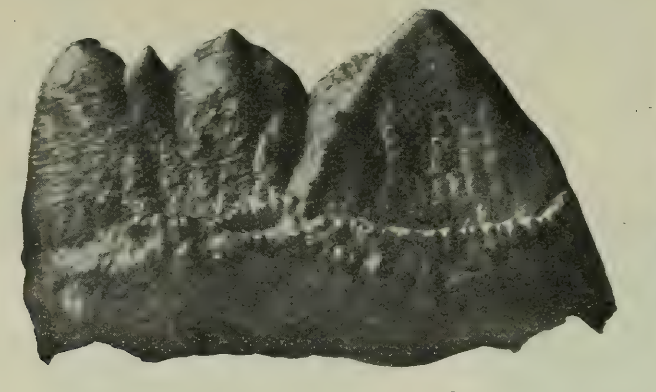
Da nun *Tetr. tapiroides Cuv.* in seiner typischen Ausbildung schon in den Faluns de la Tourraine vorkommt — wie ein Zahn im Wiener Hofmuseum, den auch M. Vacek[1]) erwähnt, beweist — wollen wir die Maße doch näher vergleichen.

Das Stück aus den Faluns de la Tourraine, welche dem Helvetien (basalen Mittelmiocän) zugehören und unseren Grunder Schichten und Ligniten von Eibiswald, Wies usw. zeitlich

[1]) M. Vacek, Österr. Mastodonten in Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 7. Heft 4, pag. 9. Wien 1874.

Abb. 2.

a



b



Abb. *a* = Erstes Joch eines $M\frac{2}{2}l$ von *T. tapiroides Cuv. f. trans. ad T. Borsoni Hays.*

Fundort: Laaerbergschotter, Grube beim „Alten Landgut", Wien X.

Horizont: Mittelpliocän; Terrasse vom Laaerberg.

Abb. *b* = Erstes Joch eines $M\underline{2}l$ von *T. tapiroides Cuv.*

Fundort: Faluns de la Tourraine, Frankreich.

Horizont: Helvetien (unterstes Mittelmiocän).

Ansichten von vorn; natürliche Größe. — Originale im Wiener Hofmuseum.

äquivalent sind[1]), ist ein vorletzter Molar ($M\underline{2}l$) von vorzüglicher Erhaltung.

Die für uns brauchbaren Maße sind:

	Millimeter
Länge des vordersten Joches in der Mitte	35
Basale Breite	63
Entfernung der äußersten Hügelspitzen .	42
Größte Höhe des prätriten Teiles (vom oberen Ende des Basalwulstes gemessen)	29
Breite des prätriten Teiles (in der Höhe des Basalwulstes)	30

Aus diesen Maßen geht hervor, daß mit Ausnahme der etwas bedeutenderen Größe des Restes vom Laaerberg alle Merkmale mehr auf *T. tapiroides* als *T. Borsoni* stimmen. Dies zeigt besonders schön der Vergleich der beiden Vorderseiten der ersten Joche (s. Abb. 2).

Trotzdem ist nicht zu übersehen, daß die erheblichere Breite des Molaren und die etwas sanftere Neigung der Außenseite des prätriten Haupthügels als Merkmale bezeichnet werden müssen, die eine gewisse Annäherung an *T. Borsoni* berechtigt erscheinen lassen.

Von publizierten Molaren dieser Art fallen alle typischen Stücke gänzlich außer Betracht.

Atypische Stücke, welche einen Vergleich mit den vorliegenden Resten ermöglichen, sind:

1. Das von M. Vacek[2]) mitgeteilte Fragment von Baltavar,
2. ein von M. Pavlow[3]) publizierter Kieferrest mit zwei Zähnen (M_1, M_2) von Kertch (Aiman-Kouyou) und
3. ein von F. Toula[4]) beschriebener $M\underline{2}$ (rechts) aus Rakos bei Budapest.

Einen entfernten Vergleich gestatten noch die seinerzeit von H. v. Meyer[5]) *M. virgatidens* genannten Borsonimolaren von Fulda.

Das eine Joch von Baltavar ist nur durch das Vorhandensein zweier deutlicher Gräten an den Haupthügeln ähnlich, im übrigen als wahrscheinlich[6]) letztes Joch eines dritten Molaren zum Vergleich wenig geeignet. Es stammt aus dem Unterpliocän.

[1]) Vergl. A. Winkler, Untersuchungen z. Geol. u. Paläontologie d. steir. Tertiärs in Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 63, Heft 3, Wien 1913, pag. 521 ff. u. Profiltabelle 3.

[2]) M. Vacek, Österr. Mastod. l. c. pag. 11.

[3]) M. Pavlow, Nouvelles trouvailles de *Mastodon Borsoni* au sud de la Russie in Annuaire geol. min. Russie. Pt. V. 1 und 2. Früher von M. Pavlow (Les mastodontes de la Russie in Mem. Acc. St. Petersbourg. VIII. ser. Vol. I. Nr. 3) publizierte Molaren von Nikolaef sind in den Abbildungen leider zu undeutlich.

[4]) F. Toula, Paläontol. Mitteil. aus den Sammlungen von Kronstadt, in Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XX, Heft 5. Wien 1911.

[5]) H. v. Meyer, Studien über d. Genus Mastodon, Palaeontografica XVII. Stuttgart 1867.

[6]) L. c. pag. 11.

Die Molaren von Kertch zeigen besonders schön die starke Ausbildung des Basalwulstes und der über die prätriten Hügelteile laufenden Gräten. Der Horizont ist pontisch.



Abb. 3.



T. Borsoni Hays. (= *T. virgatidens H. v. M.*)

Vorletzter Molar mit ursprünglichen Charakteren.

Fundort: Fulda. — Horizont: Pliocän.

Ansicht von der Kaufläche; natürliche Größe.

Original im Wiener Hofmuseum.

Der Zahn aus Rakos liegt mir in einem Gipsabguß vor, außerdem habe ich das Original gesehen. Er schließt sich unserem Stück zum Großteil an, nur ist der Strebepfeiler am prätriten Teil des Vorderrandes weniger stark entfaltet und mehr der Horizontalen zu-

geneigt, der Basalwulst viel weniger kräftig. Die Joche sind steiler, ihr prätriter Teil ist breiter.

Der Horizont des Fundes ist leider nicht näher angegeben, scheint aber nach dem Profil, das E. Vadasz[1]) gibt, ebenfalls nicht über die pontische Stufe hinauszuliegen.

Die Molaren von Fulda, von welchen mir ein Original vorliegt (s. Abb. 3), sind breiter und flacher als die angeführten und tragen außer der Grätenentwicklung alle Merkmale nur mehr verwischt.

Übrigens scheinen auch sie einem tieferen Niveau zu entstammen (vgl. O. Speyer[2]), M. Vacek[3]) und F. Sandberger[4]).

All diesen Zähnen gegenüber ist der vom Laaerberg als der ursprünglichste in dem Sinne zu bezeichnen, als er *T. tapiroides* am nächsten steht.

Wir werden seine Bestimmung am besten mit *T.* (*Zl.*) *tapiroides Cuv. f. trans. ad. T. Borsoni Hays* wiedergeben.

Der Umstand, daß alle nahestehenden Formen dem verhältnismäßig tiefen Horizont der pontischen Stufe mehr oder weniger sicher entstammen, läßt uns vermuten, daß auch die höchstgelegenen Partien des Laaerbergschotters ziemlich tief ins Pliocän zurückreichen.

Ich will damit nicht sagen, daß sie unterpliocän sind. Säugetierreste sind viel zu wenig verläßliche Leitfossilien. als daß sich stratigraphische Feinheiten auf sie gründen ließen. Wir müssen im Gegenteil eher die Reste aus der Laaerbergterrasse als Beweis für das Überleben einer früheren Form auffassen. Doch ist es naheliegend, daß man Schichten, in denen charakteristische Formen der unteren Stufe des Pliocäns vorkommen, nicht der oberen zuteilt.

Nun greift noch der derzeitige Aufschluß in den Rudolfs-Ziegelöfen hilfreich in die Diskussion.

Ich habe schon früher erwähnt, daß die untere Altersgrenze der Schotter infolge ihrer Auflagerung auf den Kongeriensanden das unterste Mittelpliocän ist. Das Vorhandensein einer deutlichen Diskordanz zwischen Sand und Schotter rückte aber den Beginn auf unbestimmte Zeit vor. Diese Diskordanz war ja der Grund, weshalb man über das Alter der Terrasse gar nichts sagen konnte.

Der Zustand der erodierten Oberfläche der Sande (s. pag. 713 [3]) macht es sehr wahrscheinlich, daß die Diskordanz keinem besonders langen Zeitraum entsprach; sonst wäre die Verfestigung des Sandes zu sekundärem Flysch in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit vor sich gegangen, als es die losgelösten und unterwaschenen Sandsteinlinsen und Rollblöcke anzeigen.

Es scheint also, daß zwischen dem Rückzug des pontischen Sees, bzw. der Trockenlegung der Sandflächen und dem Herein-

---

[1]) E. Vadasz, Obermediterr. Fauna v. Budapest-Rakos in Földt. Közl. XXXVI (1906), pag. 323.

[2]) O. Speyer, Über das Vorkommen von Mastodon bei Fulda in Kurhessen in Ber. d. 40. Vers. d. Naturf. u. Ärzte. Hannover 1865, pag. 144.

[3]) M. Vacek, l. c. pag. 7.

[4]) F. Sandberger, Die Süßwasserkonchilien Deutschlands. (Synchron. Taf.)

brechen eines Stromes[1]), der die Schotter der Laaerbergterrasse aufschüttete, kein großer Zeitraum lag.

Mit diesen Ergebnissen stimmt auch sehr gut das Vorkommen von *E. planifrons*, auf dessen mittelpliocänes Alter ich schon gelegentlich der ersten Konstatierung seines Vorkommens in unserer Gegend hingewiesen habe.

Ich fasse vorläufig zusammen. Sicher ist, daß die Laaerbergterrasse nicht vor dem Mittelpliocän und nicht nach dem basalen Oberpliocän zur Ablagerung gelangte. Letzteres aus dem Grunde, weil der Horizont von *E. planifrons* jedenfalls älter sein muß als der seines Deszendenten *E. meridionalis*, einer oberpliocänen Form.

Der Altersbestimmung der Terrassen kam noch ein weiterer „Fund" zu Hilfe.

Im Jahre 1904 hatte R. Hoernes[2]) gelegentlich einer Diskussion der Frage der Flußterrassen in Wien hervorgehoben, daß in E. Suess „Boden der Stadt Wien" von einem *Hippopotamus*-Zahn aus den Belvederegruben die Rede ist. Hoernes hatte daran folgende Behauptung geschlossen: „Sollte dieser Zahn, der ja wohl in den Sammlungen der geologisch-paläontologischen Abteilung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums noch zu eruieren sein wird, von *Hippopotamus maior* herrühren, so würde er unter der Voraussetzung, daß er aus dem Schotter der Arsenalterrasse stammt, das Alter dieser Terrasse als Oberpliocän (Fauna des Arnotales andeuten)."

Durch einen Zufall kam mir das Stück gelegentlich der Aushebung des gesamten Mastodontenmaterials in die Hand und wurde ohne Absicht in einer Lade mit herausgetragen.

Der Zahn (s. Abb. 4) ist ein letzter unterer Molar von *Hippopotamus Pentlandi H. v. M.*, wie die Größenverhältnisse ohne weiteres erkennen lassen. Er stimmt in den Kaufiguren allerdings mit *Hipp. maior* weitgehend überein, ein Umstand, der bei der phylogenetischen Nähe der beiden Arten nicht verwunderlich ist.

Seine Herkunft aus dem Schotter ist nach dem Material, welches sich aus den Wurzelhöhlungen kratzen ließ, außer allem Zweifel.

Hipp. Pentlandi H. v. M. wurde, soweit mir bekannt ist, nur zweimal auf dem Festland konstatiert. Das erstemal von L. Seguenza[3]) in Taormina, ein zweitesmal von C. Bortolotti[4]) nahe Cortona.

---

[1]) Nach den mächtigen Kalk- und Quarzgeröllen, welche an der Basis der Schotter unter den Sandsteinrollblöcken sich finden, gewinnt es den Anschein, daß ein Strom mit großer Mächtigkeit plötzlich hereingebrochen sei. Sollte nicht die Bildung des Leopoldsberg-Bisamberg-Durchbruches zeitlich in seine Epoche fallen? Sicherlich ist ja die Gegend des pliocänen Flußlaufes eben über die Zeit der Diskordanz zwischen Sand und Schotter trocken gelegen.

[2]) R. Hoernes, Belvederefauna und Arsenalterrasse in Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1904. Nr. 4, pag. 104.

[3]) L. Seguenza, *L'Hippopotamus Pentlandi* di Taormina. Acireale 1900. Estrat. dell' Acc. degli Zelanti. Vol. X.

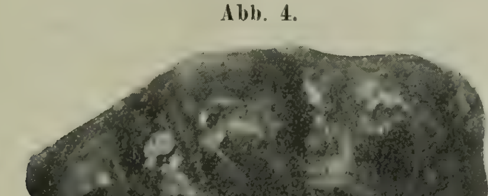
[4]) C. Bortolotti, Denti di Proboscidati, di Rhinoceronte e di Ippopotamo etc. in Riv. Ital. Palaeont. X, pag. 83, 1904.

Die Hauptfundstellen bilden einzelne Mittelmeerinseln (Malta, Sizilien), wo aus den Knochenhöhlen große Massen dieser Art gehoben wurden.

Den Horizont in Malta charakterisierte T. A. B. Spratt[1]) sehr eingehend. Er weist mehrmals ausdrücklich darauf hin, daß die Reste von *Hippopotamus* zusammen mit *Myoxus Melitensis* in einer Schicht gefunden wurden, die niemals Elefanten barg. Erst über dieser basalen Schicht liegen in deutlich verschiedenen Sedimenten Reste von *Elephas*.

Nun sind diese Zwergelefanten Abkömmlinge derart ursprünglicher Formen (die jüngsten gehen auf die Urrasse des *E. antiquus* zurück), daß das pliocäne Alter der Malteser Höhlenschicht mit *H. Pentlandi* so ziemlich feststeht.

Abb. 4.



Hippopotamus Pentlandi H. v. M.
Letzter unterer Molar ($M_{\overline{3}}$).
Fundort: Arsenalschotter der Belvederegruben.
Horizont: Oberpliocän, Arsenalterrasse.
Ansicht von der Kaufläche; natürliche Größe.
Original im Wiener Hofmuseum.

Im Hinblick auf diese Tatsachen ist es um so befremdender, daß in den Lehrbüchern das Alter von *H. maior* und *H. Pentlandi* als pliocän und pleistocän angegeben wird.

Bis heute ist meines Wissens, wenigstens für letztere Art, kein Anhaltspunkt vorhanden, um von einem pleistocänen Vorkommen sprechen zu können.

Anders steht es mit *Hipp. maior*, wofern die einzelnen Funde auf primärer Lagerstätte gemacht wurden.

Doch dürfte auch für diese Form nur das Altquartär in Betracht kommen, da es schlecht vorstellbar ist, daß Flußpferde eine Periode mit schwerem, andauerndem Treibeis überstehen[2]).

---

[1]) T. A. B. Spratt, On the Bone-Caves near Crendi, Zebbug and Melliha in The Island of Malta, in Quart. Journ. Geol. Soc. London XXIII, pag. 283 ff. 1867.

[2]) Vgl. dazu W. Soergel, l. c. pag. 41—43. Nachgewiesen ist *H. maior* in Mosbach nur in der untersten Schicht in einer Tiergesellschaft, welcher noch *T. arvernense, Trogontherium Cuvieri, Equus Stenonis, Ursus arvernensis* und *Rhinoceros etruscus* angehörten.

Für unseren Fall müssen wir festhalten, daß durch den Fund von *Hipp. Pentlandi* im Arsenalschotter das Alter dieser Terrasse als **oberpliocän** zumindest sehr wahrscheinlich gemacht wird.

Nach all diesen Ausführungen ist somit:

1. erwiesen, daß die Laaerbergterrasse nicht älter ist als unterstes Mittelpliocän und nicht jünger als basales Oberpliocän, daß ferner die Arsenalterrasse nach dieser Zeit mit dem Altquartär (Präglazial) als oberster Grenze gebildet wurde;

2. sehr wahrscheinlich gemacht, daß die beiden Terrassen den mittel-, bzw. oberpliocänen Ablagerungen anderer Lokalitäten (Ajnaczkő, Gödöllö, Aszód, Várós-Hídweg) entsprechen.

Die älteren Terrassen (Burgstall-Nußberg) wurden möglicherweise zur Zeit der pontischen Stufe gebildet. Ihre Altersbestimmung bleibt bis auf weiteres offen.

---

2. E. planifrons aus dem Laaerbergschotter.

A. Beschreibung.

Der vorliegende Zahn ist ein dritter echter Mandibelmolar ($M_{\overline{3}}$). Das Fehlen jeglichen Pressionseffekts im Verein mit dem Gesamtbild, das sich aus der folgenden Beschreibung ergibt, lassen über die Orientierung im Gebiß keinen Zweifel. Als Unterkiefermolar ist er durch die Stellung der Schmelzbüchsen und die konkave Abrasionsfläche zuverlässig charakterisiert.

Betrachten wir zunächst die Kaufläche des Zahnes (siehe Taf. XXVII). Sie zeigt uns einen breitkronigen Typ mit einer geringen Zahl von groben Lamellen, die durch mächtige Zementintervalle getrennt sind.

Talon und erstes Joch sind zum größten Teil von Zement überdeckt. Von ersterem sind an der rechten Seite drei Mammillen sichtbar, von welchen die äußerste bloß bis zu einer Höhe von 48 *mm* (von der Kronenbasis aus gerechnet) emporsteigt. Die beiden folgenden, 64 *mm* und 70 *mm* hohen, sind bloß durch eine äußerst feine Schmelzleiste getrennt. Dann scheidet ein 3—4 *mm* starkes vertikales Zementband die weiteren, ganz von Zement umhüllten Schmelzpfeiler.

Das erste Joch ist 93 *mm* hoch und zeigt rechts einen seitlichen und einen Mittelpfeiler, während die linke Seite gleichfalls im Schmelz verschwindet.

Die Schmelzlage zwischen Talon und erstem Joch beträgt an ihrer dicksten Stelle ungefähr 16 *mm*.

In einer Entfernung von 11 *mm* (Maximum) reiht sich daran die zweite (vorletzte) Lamelle. Sie weist die ersten Spuren der Abkauung auf und trägt außer einem am rückwärtigen Innenende des linken lamellaren Pfeilers leicht rückspringenden Zipfel nichts Merkwürdiges an sich.

Dieser Zipfel nimmt an Stärke bis zum fünften Joch zu, dann ab und verschwindet vom sechsten Joch an.

War mit dem zweiten Joch die größte Kronenhöhe im Ausmaß von 98 *mm* erreicht worden, so fällt sie nunmehr stetig bis auf 45 *mm* am vordersten Teil der achten Büchse.

Durch ein Zementintervall von 22 *mm*, maximal gesondert, schließt sich Lamelle IV an. Mit ihr beginnt die Abnützung einer am Vorderrand des Mittelpfeilers neu hinzutretenden Mamille. Der rückspringende Zipfel erreicht die stärkste Entfaltung. Die Kannelierung des Schmelzbleches, insbesondere am Vorderrand, welche schon am vorhergehenden Joch sichtbar war, wird hier deutlich. Sie ist ganz außerordentlich grob und bewahrt diesen Charakter durchgehends. Eine starke Einbuchtung tritt an der Rückwand der Büchse neben dem öfter genannten Zipfel auf, genau an der Stelle, wo vom nächsten Joch an eine mächtige Adventivmamille durch die immer weiter fortschreitende Abrasion konstant sichtbar wird, und legt die Vermutung nahe, daß auch an dieser Lamelle der Adventivpfeiler unter der Abrasionsgrenze bereits vorhanden ist.

Die Zusammensetzung des Joches aus drei Pfeilern, von welchen der mittlere um ein Drittel je einen der beiden äußeren an Länge übertrifft, ist hier besonders schön und klar zu erkennen. Links und rechts trennen zwei scharfe, bis unter das Zement reichende Furchen die beiden Seitenpfeiler vom mittleren ab.

Der Fusionstypus stellt sich demnach als med. lam. lat. ann. dar[1]).

Ich fasse die Schilderung der nächsten Joche (V.—VIII.) kurz, da sich völlig gleiche Merkmale wiederholen.

Der Hinterrand des Schmelzbleches bildet rechts einen mehr weniger entfalteten (am achten Joch fehlenden) Zipfel, dann die erwähnte kreisrunde bis quadratische mächtige Abrasionsfigur des Adventivpfeilers und strebt dann unter mehrfacher Kräuselung, aus welcher in der Regel eine Spitze stärker nach hinten hervortritt, dem rechten Rand zu.

Der Vorderrand verläuft mit auffallender Kannelierung und Kräuselung bis zur Mitte, bildet dort eine durch zwei Einschnürungen scharf abgesetzte gerundete Expansion nach vorn und endet, der rechten Seite ziemlich ähnlich, nach links.

Die Dicke des Schmelzbleches beträgt in der Regel 4 *mm*, erreicht aber an vielen Stellen 5 *mm*, an einzelnen sogar das ungewöhnliche Maß von 6 *mm*. Die Joche sind bis zu einer Höhe von 12 *mm* über die Zementbasis rautenförmig erhoben.

Die Seitenansicht des Zahnes (s. Taf. XXVIII) gibt uns wichtige Aufschlüsse über das Verhältnis zwischen Kronen- und Wurzelhöhe und über den Winkel, den Kronenbasis und Kaufläche einschließen.

Ich habe bereits früher[2]) die Bedeutung dieser beiden Werte für die Bestimmung und phylogenetische Beurteilung von Elefanten-

[1]) Vgl. dazu pag. 736 [26] ff.

[2]) G. Schlesinger, Studien über die Stammesgeschichte der Proboszidier in Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 62, Heft 1, pag. 95/96. Wien 1912.

molaren hervorgehoben und begründet und glaube einer Wiederholung überhoben zu sein.

Der außerordentlich glückliche Erhaltungszustand setzt uns in die Lage, die Kronenhöhe mit annähernd 100 *mm* (98 *mm* Originalmessung am eben invadierten zweiten Joch) ziemlich genau festzusetzen. Die Wurzel ist leider nur bis zur Hälfte des Fossils vorhanden; der rückwärtige Teil ist abgebrochen, läßt sich aber aus dem Verlauf der Basallinie der Wurzel rekonstruieren. Eine von mir durchgeführte Ergänzung mit Plastelin ergab eine durchschnittliche Höhe von 80 *mm* in der rückwärtigen Wurzelpartie; die vordere erhaltene mißt maximal 60 *mm*.

Das Höhenverhältnis Krone : Wurzel würde sich demnach wie 100 : 80 = **5 : 4** darstellen.

Der Winkel zwischen Kronenbasis und Kaufläche ist infolge des für seine Bestimmung geradezu wünschbaren Erhaltungszustandes völlig zuverlässig abzunehmen.

Da Kaufläche und Kronenbasis bogig gekrümmt sind, nahm ich der Genauigkeit wegen zwei Winkelmaße (Maximum und Minimum) und ziehe das Mittel. Die Messungen ergaben 15^0, beziehungsweise 10^0; der Winkel wäre demnach mit $12^1/_2{}^0$ anzusetzen.

Von vorn gesehen zeigt das Stück die gleiche starke Kompression der Wurzel wie der Dobermannsdorfer Rest.

Es erübrigt noch die genaue Orientierung des Zahnes im Unterkiefer zu geben. Stellt man die Wurzel vertikal, so zeigt die Abrasionsfläche eine starke Neigung von links nach rechts. Das Stück muß demnach dem linken Kieferast entstammen.

Ich möchte an dieser Stelle die Behauptung W. Soergels[1]), „Rechte und linke (Zähne) wird man unterscheiden können an der stets nach außen gerichteten Biegung[2]) in der Longitudinale . . .“, dahin ergänzen, daß die Konkavität nach außen zu orientieren ist.

Der sprachlich mißverständliche Ausdruck „Biegung“ scheint mir leicht irreführen zu können.

Das eben erwähnte Merkmal ist auch an unserem Stücke sehr schön zu beobachten und bestätigt im Verein mit der späteren Verschmelzung des linken Lamellendritteils mit dem Mittelpfeiler und der größeren Höhe der linken Seite die oben behauptete Orientierung.

B. Bestimmung.

Der Umstand, daß ich gelegentlich der Bearbeitung des Zahnfundes von Dobermannsdorf sehr ins Einzelne gehend Vergleiche mit *E. meridionalis Nesti* durchgeführt habe, ermöglicht es mir, im Rahmen dieser Auseinandersetzungen den gleichen Punkt mit Hinweis auf pag. 98—110 jener Arbeit[3]) zu übergehen.

---

[1]) W. Soergel, Über *E. trogontherii Pohl* etc. l. c. pag. 17.
[2]) Die Sperrung rührt von mir her.
[3]) G. Schlesinger, Studien l. c.

Zudem sind die Merkmale des vorliegenden Restes so unzweideutig, daß ein Zweifel völlig müßig ist.

Schon aus den einfachsten Maßen wie Lamellenformel und Längenlamellenquotient erhellt die Identität des Stückes mit *E. planifrons Falc.* Ich habe mich der Mühe unterzogen, sämtliche echten Molaren dieser sewalischen Spezies, soweit sie in der Fauna antiqua Sivalensis (F. A. S.) H. Falconers mit Abbildung publiziert sind, kritisch durchzugehen und ihre Maße umgerechnet in eine Tabelle zu bringen. Anlaß dazu bot mir der Umstand, daß die Stücke Falconers zwar viel erwähnt und auch zum Teil angezweifelt, nie aber gemäß dem Fortschritt der Elefantenforschungen diskutiert wurden.

Ich schicke einige kurze Erläuterungen zu der Tabelle voraus:

Die „Nr." an der linken Seite dient lediglich der fortlaufenden Bezeichnung.

Die Zähne sind durchwegs in der F. A. S. auf den bezeichneten Tafeln (Pl.) und Figuren (Fig.) abgebildet und im Vol. I der Palaeontological Memoirs (Pal. Mem. I) kurz charakterisiert. Dieser Charakteristik sind, wenn nicht anders angegeben, die „Stellung (des Zahnes) im Gebiß", die Lamellenformel und die Maße entnommen.

Der Längenlamellenquotient (L.-L.-qu.) ist gleich dem Vorgang von E. Wüst[1]) und W. Soergel[2]) berechnet.

Korrekturen konnten dabei nicht genommen werden, da ja selbst so ausgezeichnete Abbildungen wie die der F. A. S. noch immer kein Material sind.

Zweifel, die sich aus den Figuren in dieser Hinsicht ergeben, sind in den „Bemerkungen" ersichtlich gemacht.

In der Bezeichnung des Zahnes bleibe ich bei meiner schon früher[3]) gewählten Methode: zum Beispiel $M_{\overline{2}}$ l. = II. unterer, linker echter Molar.

In der graphischen Darstellung der Lamellenformel folge ich dem gewohnten Vorgang: x = Talon, Mittelzahl = Zahl der Lamellen, — = Zahn an der Stelle abgebrochen oder abgekaut, so daß die Lamellenzahl nicht erkennbar ist (s. W. Soergel, l. c. pag. 19); eine kleine Zahl darüber gibt die mutmaßlich zu ergänzenden Joche an.

---

[1]) E. Wüst, Das Pliocän und das älteste Plistocän Thüringens, in Abh. d. Naturf.-Ges. Halle. XXIII. Stuttgart 1901. Zu den Messungen E. Wüsts an *E. meridionalis* vgl. pag. 732 [22].

[2]) W. Soergel, Über *E. trogontherii Pohl* etc., l. c. pag. 18 ff.

[3]) Vgl. pag. 725 [15], Fußnote 2.

Tabelle I: *E. planifrons Falc.*

Maße der in der F. A. S. und in den Pal. Mem. I. publizierten echten Molaren.

Nr.	F. A. S.		Pal. Mem. I.	Stellung im Gebiß	Lamellen-formel	Millimeter			§ Längen-Lamellen-Quotient	Bemerkung
	Pl.	Fig.				Länge	Breite	Höhe		
1	II	5 *a*	p. 423	$M^{\underline{2}}$	$9\underline{1}$	221	—	—	221 : 9 = 24·6	—
2	II	5 *b*	p. 423	$M_{\overline{3}}$	9 -	—	—	—	—	—
3 *a*. 3 *b*.	VI	4—6	p. 427	$m^{\underline{3}}$ $M^{\underline{1}}$ r. und l.	6 7	102 140	61 69	— 77	102 : 6 = 17 140 : 7 = 20	Die Bemerkung „with a heel and front-ridge" gilt, wie aus der Zeichnung hervorgeht, im Sinne von „einschließlich". Ebenso ist die Angabe bei $M^{\underline{1}}$ „number of plates 7, with front and back ridges" zu deuten. Ob die Maße rechts oder links genommen sind ist nicht gesagt.
4 *a*. 4 *b*.	X	1—4	p. 430	$M^{\underline{3}}$ r. $M^{\underline{3}}$ l.	x 11 —	247 —	89 —	102 —	247 : 12 = 20·6 —	Der Zahn ist überhaupt nicht invadiert. Der L.-L.-qu. ist praktisch zu erhöhen, da x nicht als volle Lamelle gerechnet werden kann.
5 *a*. 5 *b*.	XI	1	p. 430	$M^{\underline{3}}$ r. $M^{\underline{3}}$ l.	x 9 —	— 280	— 114	— —	— —	—
6 *a*. 6 *b*.	XI	2	p. 430	$M_{\overline{3}}$ r. $M_{\overline{3}}$ l.	x 11 x x 11 x	300 —	77 —	— —	300 : 12 = 25 —	Die Angabe über die Lamellenformel „The have thirteen prinzipal ridges, and a back heel and front ridge" ist zweifellos irrtümlich. Wie Nr. 3 zeigt, schließt Falconer die Talone in die Lamellenzahl bei der Angabe ein. Wahrscheinlich ist vom Herausgeber der nachgelassenen Schriften Falconers ein „with" als „and" gedeutet worden. Aus der Abbildung (s. Fig. 5) sind 10 Joche ersichtlich, in dem kleinen Raume hinter diesen können unmöglich noch 5 stecken. Daher die korrigierte Formel x 11 x.

7	XI	3	p. 430	$M_{\overline{3}}$ l.	7 —	254	91	—	254 : 7 = 36	Der L.-L.-qu. ist ganz ungewöhnlich. Falconer erwähnt von dem Stücke „the very low crown"; der Zahn dürfte einer primitiveren Art angehören.
8	XI	4	p. 431	$M^{\underline{3}}$ r.	6 —	137	64	—	137 : 6 = 23	Lamellenformel nach der Abbildung.
9	XI	5	p. 431	$M_{\overline{3}}$ l.	x 8 —	267	107	89	267 : 9 = 29·7	Lamellenformel nach der Abbildung.
10 *a* 10 *b*.	XI	6	p. 431	$M_{\overline{1}}$ l. $M_{\overline{2}}$ l.	6 — x 9	152 204	71 71	— —	152 : 6 = 25·3 204 : 10 = 20·4	Die Lamellenformel scheint der Abbildung nach höher zu sein.
11	XI	7	p. 431	$M_{\overline{3}}$ l.	?	259	102	—	—	Sehr stark abgekaut. Lamellenformel nicht eruierbar.
12	XI	8	p. 431	$M_{\overline{3}}$	x 11	307	97	—	307 : 12 = 25·6	Als $M_{\overline{2}}$ angegeben. Jedenfalls irrtümlich bei einer Länge von 307 *mm* und x 11.
13	XI	9	p. 431	$M_{\overline{3}}$ l.	x 3 —	—	—	—	—	—
14 *a*. 14 *b*.	XI	10	p. 431	$M^{\underline{2}}$ l. $M^{\underline{3}}$ l.	x 5 — — 5	178 142	94 94	— 97	178 : 6 = 29·7 142 : 5 = 28·4	Die Zähne sind als „lower (upper in MS)" = Manuskript angegeben; der Rest entstammt zuverlässig einem Oberkiefer. Das x von $M^{\underline{2}}$ ist aus der Abbildung ersichtlich.
15	XII	4	p. 432	$M^{\underline{1}}$	x 5 —	97	58	—	97 : 6 = 16	—
16	XII	5	p. 432	$M^{\underline{2}}$	x 8	240	77	—	240 : 9 = 27	—
17	XII	5 *a*	p. 432	$M^{\underline{2}}$ l.	x 8 x	192	81	—	192 : 9 = 21·3	x + x für die Berechnung d. L.-L.-qu. als 1 angenommen.
18	XII	10	p. 433	$M_{\overline{1}}$ l.	x 7	170	66	—	170 : 8 = 21·2	—
19	XII	12	p. 433	$M_{\overline{3}}$ r.	x 10 x	254	89	102	254 : 11 = 23	x + x für die Berechnung d. L.-L.-qu. als 1 angenommen.
20	XIV	8	p. 442	$M^{\underline{3}}$ r.	x 9 x	254	89	64	254 : 10 = 25·4	Siehe Fig. 6 *a*.
21	XIV	9	p. 442	$M_{\overline{3}}$ r.	x 8 x	242	89	77	242 : 9 = 27	Der Zahn entstammt demselben Schädel wie Nr. 20 (siehe Fig. 6 *b*).
22	XVIII *A*.	1	p. 450	$M_{\overline{3}}$ l.	x 8 —	264	103	81	264 : 9 = 29·3	—
23	XVIII *A*.	2	p. 450	Siehe Nr. 9						Ist der gleiche Zahn wie Nr. 9.

Ich schließe zum Vergleich an vorstehende Tabelle I eine zweite, welche in derselben Art den Großteil der echten Molaren des von K. A. Weithofer („Die fossilen Proboszidier des Arnotales“ in Beitr. z. Pal. Öst.-Ung., Bd. VIII, pag. 107—240, Wien 1890) beschriebenen *Meridionalis*-Materials diskutiert:

Tabelle II: *E. meridionalis Nesti.*

Maße der in K. A. Weithofer (Foss. Probosz. l. c.) publizierten echten Molaren.

Nr.	Foss. Probosz. l. c.			Stellung im Gebiß	Lamellenformel	Millimeter			Längen-Lamellen-Quozient	Bemerkung
	Taf.	Fig.	Seite			Länge	Breite	Höhe		
1	—	—	154	$M^{\underline{1}}$	x 9	158	60	93	158 : 9 = **17·6**	—
2	—	—	155	$M^{\underline{1}}$ r.	x 8 x	160	64	88	} 160 : 9 = **17·8**	—
3	—	—	155	$M^{\underline{1}}$ l.	x 9	160	64	89		
4	—	—	155	$M^{\underline{1}}$ l.	x 9 x	172	63	87	172 : 10 = **17·2**	—
5	—	—	156	$M_{\overline{1}}$	x 7 x	155	68	88	155 : 8 = **19·4**	—
6	X	3, 3*a*	156	$M_{\overline{1}}$	x 8 x	142	67	58	142 : 9 = **15·8**	—
7	IX	2, 2*a*	159	$M^{\underline{2}}$	x 9 x	193	77	100	193 : 10 = **19·3**	—
8	—	—	159	$M^{\underline{2}}$	x 6 —	151	85	—	151 : 7 = **21·6**	Angegebene Länge 193 *mm*; 35 *mm* davon „breite, schmelzlose Fläche“.
9	—	—	160	$M^{\underline{2}}$ r	x 7 —	164	85	—	164 : 8 = **20·5**	Vorn wieder eine „schmelzlose Fläche“.
10	XI	3	160	$M^{\underline{2}}$	x 5 —	114	75	—	114 : 6 = **19**	—
11	—	—	160	$M^{\underline{2}}$	x 10 x	240	80	135	240 : 11 = **21·9**	—
12	—	—	161	$M^{\underline{2}}$	x 9 x	215	97	140	215 : 10 = **21·5**	—
13	—	—	161	$M^{\underline{2}}$	x 10 x	210	75	100	210 : 11 = **19**	—
14	—	—	161	$M^{\underline{2}}$ r.	x 10 x	215	80	115	215 : 11 = **19·6**	—
15	X	4, 4*a*	162	$M_{\overline{2}}$	x 9 x	198	82	105	198 : 10 = **19·8**	—
16	—	—	162	$M_{\overline{2}}$	x 9 x	200	82	—	200 : 10 = **20**	—

17	—	—	163	$M_{\overline{2}}$	x 9 x (x 10 x)	198	83	100	198 : 10 = 19·8	—
18	—	—	163	$M_{\overline{2}}$	x 9 x	210	70	110	210 : 10 = 21	—
19	—	—	164	$M^{\underline{3}}$	x 12 —	310	120	—	310 : 14 = 22·2	Wegen der „schmelzlosen Fläche“ vorn ist die L.-Formel korrigiert auf 14.
20	—	—	164	$M^{\underline{3}}$	x 14 —	310	100	140	310 : 15 = 20·7	—
21	IX	3	165	$M^{\underline{3}}$	x 10 —	260	115	—	260 : 11 = 23·6	Angegeben x 9, nach der Abbildung x 10!
22	—	—	165	$M^{\underline{3}}$	x 13 x	310	110	140	310 : 14 = 22·2	—
23	—	—	166	$M^{\underline{3}}$	x 13 x	270	110	140	270 : 14 = 19·3	Hinter x 13 x noch ein fingerförmiger Schmelzanhang.
24	—	—	166	$M^{\underline{3}}$	x 10 x	245	105	120	245 : 11 = 22·3	—
25	—	—	167	$M^{\underline{3}}$	x 13 x	280	107	110	280 : 14 = 20	—
26	IX	4	168	$M^{\underline{3}}$ r.	12 x	305	115	—	305 : 13 = 23·5	Angegebene Länge 310 *mm*; 5 *mm* „schmelzlose Fläche“. 12 x nach der Abbildung! Angegeben 11 x!
27	X	2	169	$M^{\underline{3}}$	x 11 x	300	122	105	300 : 13 = 23	Vorn wieder ein schmelzloser Raum, daher x 11 x = 13.
28	—	—	170	$M_{\overline{3}}$	12 x	260	95	—	260 : 13 = 20	—
29	XI	5	170	$M_{\overline{3}}$	x 12 x	310	105	110	310 : 13 = 23·9	Kaufläche bei diesem Zahn und Nr. 30 mit großer Ähnlichkeit zu *E. planifrons*. Starke Medianzipfel!
30	XI	4	171	$M_{\overline{3}}$	x 7 —	192	85	—	192 : 8 = 24	Alle Maße nach der Abbildung! Weithofer charakterisiert das Stück (pag. 271): „Es zeichnet sich durch sein außerordentlich dickes, wulstiggewelltes und grobverzerrtes Schmelz aus“ und spricht von Bloßlegung der Joche durch „Auswitterung des Zements“. Offenbar hat er die Charaktere mißdeutet; der Zahn gehört nach der Abbildung und den Werten *E. planifrons* zu!
31	—	—	170	$M_{\overline{3}}$	x 11 x	280	100	130	280 : 12 = 23·3	Ebenfalls sehr ursprünglich; leider fehlt die Abbildung.
32	—	—	171	$M_{\overline{3}}$	x 11 x	290	95	120	290 : 12 = 24·1	

Vergleichen wir nunmehr die Werte unseres Zahnes mit den Zahlen der Tabellen.

Die tatsächliche Lamellenformel des Restes ist x 8 —. Der vorderste Teil des Stückes ist abgebrochen, doch läßt sich die komplette Länge, wie aus der Abbildung Taf. XXVIII ohne weiteres ersichtlich ist, sehr zuverlässig rekonstruieren.

Der durchgeführten Plastelinergänzung nach schließen sich nach vorn bei vollständiger Erhaltung noch zwei Joche an, so daß die Formel mit x 8 $\frac{+2}{}$ festzusetzen ist.

Das würde den Verhältnissen der primitivsten Typen der F. A. S. (Nr. 19—22 der Tabelle I) entsprechen.

Die Länge des Stückes beträgt maximal 233 *mm*, rekonstruiert ca. 270 *mm*, die größte Breite (beim VII. Joch) 90 *mm*, die größte Höhe (beim III. Joch) 98 *mm* innen und 102 *mm* außen.

Der Längenlamellenquotient betrüge bei 233 : 9 = 25·9 *mm*; dieser Wert ist aber insofern korrekturbedürftig, als das vordere Schmelzjoch abschließt, über die ganze Länge also neun Lamellen, aber nur acht Zementintervalle verteilt sind.

Setzen wir das fehlende Intervall mit 15 *mm* an (durchschnittliche tatsächliche Entfernung zweier Joche), so erhalten wir 248 : 9 = **27·6** *mm* als eigentlichen Quotienten.

Wie leicht bei Bruchstücken zu hohe Werte für den L.-L.-qu. erzielt werden, will ich an folgendem erörtern:

E. Wüst[1]) erhält aus Nr. 1 des *Meridionalis*-Restes vom Wendelstein mit Korrektur für vier Joche und vier Intervalle einen L.-L.-qu. von 112 : 4 = **28·0** *mm*.

Ich prüfte in der gleichen Weise den mir vorliegenden Zahn und erhielt das folgende Resultat:

Die Entfernung vom Intervall zwischen Lamelle III und IV (x nicht als Lamelle genommen) bis zum Ende der Lamelle VII, ein Raum, der wie bei Wüst vier Joche und vier Intervalle umfaßt, beträgt 116 *mm*.

Der L.-L.-qu. erhöht sich demnach auf 116 : 4 = **29·0** *mm*.

Es ist daher am Platze, bei der Diskussion dieses Verhältnisses stets auf den Umstand Rücksicht zu nehmen, ob der Zahn vollständig, fast vollständig oder Bruchstück ist, ferner ob vorn oder rückwärts Zement anhaftet und endlich, ob die Joche der Mittel- oder einer Randpartie entstammen.

Das Schmelzblech des Zahnes ist ganz außerordentlich grob. Die durchschnittliche Dicke beträgt 4 *mm*, an etlichen Stellen steigt dieser Wert bis 5 *mm*, an wenigen sogar bis 6 *mm*.

Das Verhältnis von Krone und Wurzel wie den Winkel zwischen Kronenbasis und Kaufläche habe ich schon früher besprochen.

Ich fasse die Charaktere nochmals in einer tabellarischen Übersicht zusammen.

---

[1]) E. Wüst, Das Pliocän und Plistocän etc., l. c. pag. 236/238.

E. planifrons Falc. vom Laaerberg bei Wien.

Stellung im Gebiß	$M_{\overline{3}}$ links.
Fundort	Laaerberg, Wien XI.
Horizont	Laaerbergschotter; Mittelpliocän.
Sammlung	Naturhistor. Hofmuseum in Wien.
Lamellenformel	x 8 $\underline{+}$ 2.
Länge	233 *mm* (rekonstr.: 270 *mm*).
Größte Breite	90 *mm* (VII. Lamelle).
Größte Höhe	Innen 98 *mm*, außen 102 *mm* (III. Lam.).
Längen-Lamellenquotient	248 : 9 = 27·6.
Schmelzstärke	4—5 *mm* (Maximum 6 *mm*).
Verhältnis der Kronenhöhe: Wurzel	5 : 4.
Winkel zwischen Kaufläche und Kronenbasis	12·5°.

Bezüglich der übrigen Merkmale, die bei reichlichem Material gewöhnlich in die Tabelle eingestellt werden, verweise ich auf die Beschreibung und die Abbildungen.

Endlich verweise ich noch auf die Figuren 5 *a*, *c* und 6 *a*, *b*, welche Molaren von *E. planifrons* aus den Sewalikhills darstellen, deren Kauflächen mit der unseres Stückes (siehe Fig. 5 *b*) ganz außerordentliche Übereinstimmungen aufweisen.

Anhang.

Kritik der neuesten phylogenetischen Betrachtungen über Proboszidier.

Es ist naheliegend, daß ich nunmehr nach der schönen Bestätigung meines seinerzeitigen Nachweises von *E. planifrons Falc.* in unserer Gegend, die mir der Zufall zugespielt hat, mit um so größerer Entschiedenheit die Diskussion über die Stammesgeschichte der Elefanten aufnehme.

War doch der Nachweis der sewalischen Art in Europa der Grund für die abweichenden Ergebnisse, zu welchen mich das Studium dieses Fragenkomplexes in einzelnen Teilen geführt hat.

Zunächst ist es eine Ansicht W. Soergels[1]), der ich ganz entschieden entgegentreten muß.

Soergel kommt zu dem Schlusse, daß *E. antiquus Falc.* ebenso wie *E. trogontherii Pohlig* aus *E. meridionalis Nesti* hervorgegangen ist und versucht dies aus einer Zahl von Merkmalen der Molaren und auch der Mandibel zu beweisen.

Es ist nicht meine Absicht, im Rahmen dieser kurzen Kritik die „Beweise“ Soergels punktweise zu widerlegen. Ich hoffe aber nach der Publikation des ganz außerordentlich umfangreichen Mastodontenmaterials im Wiener Hofmuseum zur Durcharbeitung der stammesgeschichtlichen Fragen an Hand des gleichfalls reichen Elefantenmaterials zu kommen.

[1]) W. Soergel, l. c. pag. 78 ff.

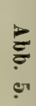


Abb. 5.

Elephas planifrons Falc.

Erklärung zur vorstehenden Abbildung 5.

Abb. *a* und *c* = Linke und rechte Hälfte der in der F. A. S. (Pl. 11, Fig. 2) abgebildeten Mandibel mit $M_{\overline{3}}$.

Fundort: Sewalik-Hills, Ostindien. — Horizont: Mittelpliocän.

Abb. *b* = Letzter, unterer, linker Molar ($M_{\overline{3}}l$).

Fundort: Laaerberg, Schottergrube der Löwyschen Ziegelei (ehem. „Rudolfsziegelöfen"), Wien XI.

Horizont: Mittelpliocän, Terrasse vom Laaerberg.

Zur Veranschaulichung der weitgehenden Übereinstimmungen in der Ausbildung der Kauflächen.

Ansicht von der Kaufläche; 1/4 natürlicher Größe.

Original zu Abb. *a* und *c* im British Museum in London, zu Abb. *b* im Wiener Hofmuseum.

Abb. 6.



Elephas planifrons Falc.

Abb. *a* = $M_{\overline{3}}r$ (F. A. S. Pl. 14, Fig. 8).

Abb. *b* = $M_{\overline{3}}r$ (F. A. S. Pl. 14, Fig. 9).

Fundort: Sewalik-Hills (Ostindien).

Horizont: Mittelpliocän.

Ansichten von der Kaufläche; 1/4 natürlicher Größe.

Originale im British Museum in London.

Zur Darstellung der starken vorderen Medianzipfel, wie sie bei dem Molar vom Laaerberg ähnlich, aber schwächer ausgebildet sind.

Heute handelt es sich mir lediglich darum, die Momente hervorzuheben, welche Soergels Auffassung anders beleuchten oder ihr widersprechen.

Soergel konstatiert eine Zahl von intermediären Formen zwischen *E. trogontherii* und *E. antiquus.* Er gründet diesen Nachweis:

1. Auf das Vorhandensein von ersten Milchmolaren ($m\frac{1}{1} = MM$III nach Soergel) von *E. antiquus* mit zwei Wurzeln.
2. Auf das Vorkommen etlicher Molaren, die Charaktere des *E. trogontherii* neben denen des *E. antiquus* tragen.
3. Auf Ähnlichkeiten in der Mandibel.

Das Merkmal der Stoßzähne von *E. intermedius* Südfrankreichs, welches Soergel (l. c. pag. 85) auch heranzieht, übergehe ich, da die Stoßzähne, wie der Autor an mehreren Stellen selbst zugibt, phylogenetisch von ganz untergeordneter Bedeutung sind.

Auf die Cranien hingegen will ich später genau eingehen.

Die drei erwähnten Beweispunkte sagen gar nichts für eine Herkunft von *E. meridionalis.*

Die einfache Wurzel des $m\frac{1}{1}$ stellt, wie ich schon seinerzeit betont habe[1]), einen besonders spezialisierten Zustand dar. Die Zweiwurzeligkeit dieses Zahnes kam also noch mehr als *E. meridionalis* dem *E. planifrons* zu.

Das Vorhandensein intermediärer Molaren ist zumindest ebenso begreiflich bei der Ahnenschaft des *E. planifrons* wie des *E. meridionalis*, zumal die Molaren dieser beiden Arten in den Merkmalen, die Soergel anführte und die zugleich die Spezialisationsmerkmale der Zähne darstellen, einander sehr ähnlich sind.

Einen besonders interessanten Einblick in die stammesgeschichtlichen Verhältnisse bietet die Verfolgung eines Merkmales, welches Soergel (l. c. pag. 10) als „für die Stammesgeschichte der Gattung *Elephas* von allergrößter Bedeutung" erkannt hat, die Ausbildung der drei Hauptpfeiler, welche die Einzellamelle zusammensetzen.

Soergel sagt (l. c. pag. 9): „Einen schwachen Medianpfeiler zeigen die javanischen Stegodonten, von Elefanten in charakteristischer Ausprägung *El. planifrons Falc.* und *El. meridionalis Nesti*, in den meisten Fällen auch *El. hysudricus.*"

Der Zahn vom Laaerberg wollte zu dieser Behauptung ganz und gar nicht passen. Ich prüfte daher nach und fand wesentlich andere Verhältnisse vor als sie Soergel behauptet.

Für *E. meridionalis typus* trifft die Lamellenfusion med. ann. lat. lam. tatsächlich mit großer Regelmäßigkeit zu. Die typischen Zähne L. Adams'[2]) und K. A. Weithofers[3]) (s. l. c. Taf. VI, 1, Taf. IX, 2, Taf. X, 1, 2 [?], 4, Taf. XI, 1, 5 [?]) zeigen durchwegs

---

[1]) G. Schlesinger, Studien, l. c. pag. 169, Fußnote.

[2]) L. Adams, British fossil Elephants in Palaeontogr. soc. London 1877 bis 1881.

[3]) K. A. Weithofer, Foss. Proboszidier l. c.

den obgenannten Charakter, desgleichen M. Pavlows[1]) *Meridionalis*-Molaren aus Kouialnik (l. c. Pl. I, Fig. 19 und 22).

Dagegen sind alle primitiveren Typen (vgl. Weithofer, l. c. Taf. IX, Fig. 3, Taf. XI, Fig. 2 und 4[2]), ferner Pavlow, l. c. Pl. I, Fig. 20 [irrtümlich 23] und 23[3]) in ihrem Verschmelzungstyp entweder ausgesprochen med. lam. lat. ann. oder intermediär[4]). Auffallend ist erstgenannter Typus bei dem Zahn von *E. planifrons* aus Ferladani, wie an der vorletzten deutlichen Lamelle ersichtlich ist. Desgleichen ist der von H. Pohlig[5]) mitgeteilte ursprüngliche *Meridionalis*-Molar aus Stauropol in Südrußland ganz deutlich med. lam. lat. ann.

Diese Tatsachen veranlaßten mich, sämtliche Zähne der F. A. S. von *E. planifrons* zu überprüfen.

Das Ergebnis war folgendes:

F. A. S.	Verschmelzungstyp:
1. Pl. 10, Fig. 2:	An den rückwärtigen Jochen je 6 Mammillen, vom V. Joch an sind die drei mittleren untereinander mehr verschmolzen, die äußeren isolierter.
2. Pl. 11, Fig. 1:	Alle drei Pfeiler sind ziemlich gleich, der Mittelpfeiler etwas stärker.
3. Pl. 11, Fig. 2:	S. Abb. 5*a*, *c*; besonders schön ist die Fusionsart am VI. Joch von rückwärts zu sehen.
4. Pl. 11, Fig. 4—8:	Nicht konstatierbar.
5. Pl. 11, Fig. 9:	Am II. Joch von rückwärts 6 Mammillen.
6. Pl. 11, Fig. 10:	Nicht konstatierbar.
7. Pl. 12, Fig. 1, 1*a*, 1*b*, 2, 4, 4*a*, 5, 6, 7, 7*a*, 8, 8*a*, 9, 10, 11, 12 und 13:	Nicht konstatierbar.
8. Pl. 12, Fig. 5*a*:	Das II. deutliche Joch aus 6 Mammillen, welche an der nächsten Lamelle eine Verschmelzung mit schwächerem Mittelpfeiler aufweisen; allerdings ist die Fusion schon weiter vorgeschritten.

[1]) M. Pavlow, Les éléphants fossil de la Russie in Nouv. Mem. Soc. imp. Mosc. T. XVII.

[2]) Fig. 2 ist ein Übergangstyp, Fig. 4 = *E. planifrons*. Vgl. pag. 731 [21] d. Arbeit.

[3]) *E. planifrons* aus Ferladani in Bessarabien.

[4]) Ebenso verhalten sich zwei m_1 (Weithofer, l. c. Taf. VII, Fig. 6 und Taf. VIII, Fig. 1).

[5]) H. Pohlig, Dentition und Kraniologie des *E. antiquus* in Nova Acta Acad. Nat. Cur. LVII. Halle 1892. Tafel C, Fig. 1.

F. A. S.	Verschmelzungstyp:
9. Pl. 12, Fig. 6*a*:	Das II. deutliche Joch von rückwärts aus 6 Mammillen, am III. Joch zu drei gleichen Pfeilern verschmolzen.
10. Pl. 12, Fig. 10*a*:	Am III. Joch von rückwärts deutlich med. und lat. lam., Mittelpfeiler aus 3 Mammillen; auch am IV. Joch Typus noch deutlich.
11. Pl. 12, Fig. 12*a*:	An einem Mitteljoch sehr klare med. und lat. lam.-Fusion, dahinter eher med. ann. lat. lam.
12. Pl. 12, Fig. 13*a*:	I. Joch von rückwärts deutlich med. ann., lat. lam., II. deutlich med. lam., lat. ann., III. deutlich med. und lat. lam., IV. und V. med. ann., lat. lam.

Betrachten wir in gleicher Hinsicht die Originale aus Niederösterreich.

Der Zahn aus dem Laaerbergschotter zeigt am IV. Joch von rückwärts (Talon nicht gerechnet) den Verschmelzungstyp vollkommen klar. Er ist ausgesprochen med. lam. lat. ann., wobei zu bemerken ist, daß die seitlichen Ringe Ellipsen entsprechen, welche an Länge je zwei Drittel der Mittelfigur erreichen.

Der Dobermannsdorfer Zahn ist med. und lat. lam. mit etwas längerer Mittelfigur (kenntlich am IV. und V. Joch).

Das Kremser Stück zeigt am III. und IV. Joch gleichfalls unzweideutig die med. und lat. lam.-Fusion.

Wir sehen demnach, daß der Fusionstypus von *E. planifrons* keineswegs als med. ann., lat lam. bezeichnet werden kann, sondern eine Mittelstellung einnimmt, innerhalb deren Varianten nach beiden Extremen hin, selbst in einem Zahn vereint, auftreten. Diese Variabilität stimmt durchaus zu der allgemeinen Variationsfähigkeit, welche an *Planifrons*-Molaren nachweisbar ist[1]).

Demgegenüber erscheint *E. meridionalis* in jeder Hinsicht als der fester geprägte Typus. Nur die ursprünglicheren Stücke variieren in Merkmalen, die durchaus als Reminiszenzen an den Ahnenzustand erklärbar sind.

Die angebliche Variationsfähigkeit des späteren *E. meridionalis* scheint lediglich einer Mißdeutung der Tatsachen durch W. Soergel entsprungen zu sein.

[1]) Vgl. G. Schlesinger, Studien, l. c. pag. 106.

Die Deszendenten von *E. planifrons* in der Richtung gegen *E. antiquus typus* mußten ja bei der großen Ähnlichkeit dieser Art mit *E. meridionalis* im Bau der Molaren begreiflicherweise Stadien durchlaufen, welche Merkmale von *E. meridionalis* und *E. antiquus* vereint trugen.

Solchen Stücken entsprechen die von W. Soergel (l. c. pag. 87) für seine Ansichten in Anspruch genommenen Molaren, welche C. Bortolotti[1]) publizierte.

Sie tragen, wie zu erwarten, in der Lamellenformel und den Dimensionen die Charaktere von *E. meridionalis*, zeigen dagegen „in der Form der Zahnkrone, in der Gestalt der Schmelzfiguren und der Ausbildung des Schmelzes nahe Beziehungen zu *E. antiquus Falc.*" [2]).

Ihr Fusionstyp ist durchaus intermediär.

Von Interesse ist die Tatsache, daß die medianen Zipfel dieser Molaren durch ihre starke Kräuselung sehr an *E. planifrons* erinnern. Derartige Zipfelbildungen kehren, wie ich schon seinerzeit betonte[3]), nur bei primitiven *Meridionalis*-Zähnen wieder [vgl. die Abbildungen bei Weithofer, Pohlig, Pavlow (l. c.)].

Dagegen sind sie für *E. planifrons* geradezu typisch, wenigstens an allen europäischen Zähnen dieser Form (Ferladani, Dobermannsdorf, Krems, Laaerberg und Val d'Arno) sehr deutlich ausgeprägt.

Wir wenden uns nunmehr den Cranien zu. Soergel hat diese Frage (l. c. pag. 85) mit wenigen Worten, die gerade das Unwesentliche treffen, als abgetan betrachtet.

Er hat dabei vollkommen übersehen, daß es sich bei dieser Frage in erster Linie nicht um den Vergleich von *E. trogontherii* und *E. antiquus* handelt, sondern um den Vergleich der letztgenannten Form mit *E. meridionalis*.

Und zu einem solchen scheint mir doch genügend Schädelmaterial sogar publiziert zu sein.

Ein Blick auf Tafel I, II und VI von A. Weithofers Arbeit (l. c.) läßt erkennen, daß *E. meridionalis Nesti* einen sehr erhabenen, aufgetürmten Schädelgipfel besaß, ein Merkmal, das ihn mit als Vorfahren des Mammuths kennzeichnet. Diese Erhöhung nimmt bei mehr spezialisierten Formen (Weithofers *E. lyrodon*) zu.

Die von Soergel angenommenen gemeinsamen Ahnen des Trogontherien- und Urelefanten müßten der noch bedeutenderen Molarenspezialisation zufolge diesen Charakter eher stärker betont an sich getragen haben.

Demgegenüber weisen schon die altdiluvialen[4]) Schädel der sizilischen Zwergform von *E. antiquus*, wie Pohlig[5]) gezeigt hat,

---

[1]) C. Bortolotti, l. c.

[2]) W. Soergel, l. c. pag. 88.

[3]) G. Schlesinger, Studien, l. c. pag. 101.

[4]) Vgl. T. A. B. Spratt, l. c.

[5]) H. Pohlig, Eine Elefantenhöhle Siziliens etc. in Abh. d. bayr. Akad. XVIII. München 1893. Tafel I, Fig. 1, 1 *a*.

den ausgesprochen depressen, breiten und niedrigen Cranialdom auf, der besonders schön und scharf bei *E. antiquus namadicus* herausgebildet erscheint [1]).

Ich kann mir schwer vorstellen, wie eine so ausdrückliche Spezialisationserscheinung, wie es der erhöhte Schädelgipfel ist, zu einem Zustand führen soll, der den gerade entgegengesetzten Spezialisationsgrad darstellt.

Auf diese Verschiedenheiten in der Umwandlung des Elefantencraniums habe ich schon in meinen „Studien“ (l. c., pag. 156, Fußnote) aufmerksam gemacht.

Alle diese Schwierigkeiten fallen bei der Annahme der Deszendenzlinie *E. planifrons* —→ *E. antiquus* ohne weiteres weg.

Bei der nunmehrigen Bestätigung des Vorkommens dieser sewalischen Form in unserer Gegend ist daher die Deszendenz des Urelefanten von dieser Wanderform nach obigen Ausführungen jedenfalls besser begründet als die Linie *E. meridionalis* —→ *E. antiquus*.

Soergels Feststellungen sind lediglich auf eine Verkennung der Tatsachen zurückzuführen.

Eine zweite Frage, in welcher Soergel von mir abweicht, ist die der Herkunft von *E. africanus L.*

Sie ist durch eine schöne kritische Studie W. O. Dietrichs [2]) in den Vordergrund getreten. Beide Autoren kommen zu dem Schluß, daß *E. priscus* ein „bloß papierener Ahne“, der Zusammenhang von *E. africanus* und *E. antiquus* durchaus unerweislich ist. Der afrikanische Elefant soll nach Soergel (l. c. pag. 99) auf einen *Stegodon bombifrons* nahestehenden Vorläufer, nach Dietrich (l. c. pag. 71) möglicherweise auf noch unbekannte afrikanische Mastodonten zurückgehen.

Dietrichs Ausführungen beabsichtigen kein positives Ergebnis. Sie sind dem Nachweis der Irrtümlichkeit des *E. priscus* und der Widerlegung meiner Auffassung, die in *E. planifrons* den Ahnen von *E. priscus* und weiter von *E. africanus* erblickte, gewidmet.

Ich bin infolge Mangels an *Africanus*-Material leider nicht in der Lage, auf die Frage derzeit einzugehen.

Die Berechtigung der Spezies *E. priscus* ist durch Dietrichs Darlegungen zweifellos sehr erschüttert und ich würde ohne weiteres die Irrtümlichkeit meiner seinerzeit geäußerten Ansichten erklären, wenn nicht so viele nahe Beziehungen zwischen etlichen Charakteren des afrikanischen und des Urelefanten, besonders in ihren alten Rassen [3]), vorhanden wären. Auch das von

---

[1]) Der Einwand Soergels von der ontogenetischen Seite her (l. c., pag. 89) kommt natürlich für diese Vergleiche gänzlich außer Betracht. Sowohl die beiden Kranien von *E. meridionalis* wie das von *E. antiquus melitensis* gehören vollkommen erwachsenen Tieren an. (Vgl. Weithofer, l. c. pag. 165 und 168, ferner Pohlig, Elefantenhöhle, l. c. pag. 15.)

[2]) W. O. Dietrich, Zur Stammesgeschichte des afrikanischen Elefanten in Zeitschr. f. induktive Abstammungslehre 1913. Bd. 10. Berlin.

[3]) *E. antlanticus Pomel* kam für mich immer nur als Rasse von *E. africänus* in Betracht. Vgl. Dietrich (l. c. pag. 59/60).

Dietrich (l. c., pag. 50, Fig. 1) abgebildete Stück von Karthum hindert mich, seiner Meinung beizupflichten, da es eine ganz sonderbare Mittelstellung zwischen *E. planifrons* und *E. antiquus* (besonders im Fusionstypus) einnimmt.

Einen nicht unwesentlichen Anteil an dieser meiner Stellungnahme hat natürlich auch die neuerliche Bestätigung meines Nachweises von *E. planifrons* in Europa wie auch die Unhaltbarkeit der auch von Dietrich angenommenen Ansichten Soergels über die Stammesgeschichte und Verwandtschaftdes Ur- und Trogontherienelefanten.

Jedenfalls erkläre ich ausdrücklich, daß mich die neueren Ausführungen über die Phylogenie des afrikanischen Elefanten soweit beeinflußt haben, daß ich an meinen 1912 geäußerten Behauptungen nicht ohne weiteres festhalten kann und die Frage der Abstammung des *E. africanus* für gänzlich offen halte.

Die Nachprüfung der *Priscus*-Frage behalte ich mir vor[1]).

Schließlich sei es mir gestattet, auf einen Anwurf zu erwidern, der allerdings mit der Elefantenphylogenie sensu stricto nichts zu tun hat, der aber einer raschen Richtigstellung dringend bedarf.

Im Eingang einer kurzen Beschreibung einiger Reste von Tetrabelodonten hält R. N. Wegner[2]) „auf Grund seiner Beobachtungen aller möglicher voneinander nicht abgrenzbarer Varietäten zwischen tapiroiden und bunodontiden Formen im Obermiocän eine andere Spekulation, nach der Schlesinger (l. c.) Vertreter eines Stammes tapiroider Formen schon bis ins unterste Miocän hinab verfolgen, eines Stammes bunodonter Form vielleicht noch weiter zurück im *Moeritherium trigonodon* sehen will, für wenig möglich" (l. c. pag. 255).

Abgesehen von dem Fehlgriff, der Wegner mit dem „bunodonten" *M. trigonodon* unterlaufen ist, das als möglicher, mit „??" von mir bezeichneter Ahne des *T. pygmaeum Dep.* natürlich nur als zygodont gelten kann — soweit dieser Ausdruck bei jenen ursprünglichen Formen berechtigt ist — muß ich ihn darauf hinweisen, daß sich im Wiener Hofmuseum ein Zahn von *T.* (Zl.) *tapiroides* aus den Faluns de la Tourraine befindet, den schon M. Vacek[3])

---

[1]) Ich will im Anschluß an diese Darlegungen noch einige Mißverständnisse beseitigen, welche Dietrich aus meiner Arbeit gezogen hat:

Dietrich spricht davon, daß der Winkel zwischen Kronenbasis und Wurzel „nicht in allen Fällen so einfach feststellbar und beweiskräftig ist" (l. c., pag. 63), als es nach meinen Ausführungen scheinen könnte". Selbstverständlich ist der Winkel nur festzustellen, wenn die letzte Lamelle eben invadiert worden, mit anderen Worten „das erforderliche Abrasionsstadium eben erreicht ist" (vgl. meine „Studien", pag. 97).

Ferner hat es sich mir bei der Diskussion der Pohligschen Verhältniszahlen der Längen von m_1 und m_2 nicht im entferntesten um Beweise für die Ahnenschaft gehandelt, sondern lediglich um die Feststellung, daß diese Zahlen der Möglichkeit der von mir gezogenen Deszendenzlinien nicht entgegenstehen.

[2]) R. N. Wegner, Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln in Palaeontogr. LX. Stuttgart.

[3]) M. Vacek, Österreichische Mastodonten, in Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 7. Heft 4, pag. 9. Wien 1874.

erwähnt. Vor so apodiktischen Behauptungen sollte man die völlig zuverlässige Kenntnis wenigstens der Hauptwerke über Mastodonten doch voraussetzen.

Die Liebenswürdigkeit des an Stelle E. Kittls getretenen Leiters der geologisch-paläontologischen Abteilung des Wiener Hofmuseums, Dr. F. X. Schaffer, ermöglicht es mir, meinen mit der Niederschrift der eingangs zitierten „Studien“ gefaßten Plan einer nachträglichen Materialbearbeitung zu verwirklichen.

Ich hoffe in etwa Jahresfrist mit der Aufarbeitung des schönen und sehr umfänglichen Tetrabelodontenmaterials fertig zu werden.

Jedenfalls kann ich schon heute verraten, daß sich im Wiener Hofmuseum Reste von Tetrabelodonten finden, welche die Frage der Artberechtigung von *T.* (Zl.) *tapiroides Cuv.* als einer durchaus eigenen, seit dem älteren Miocän[1]) auftretenden Species völlig unzweideutig bejahen.

Ich will mir selbst nicht vorgreifen, möchte aber all das deshalb ausdrücklich konstatieren, um die von Wegner (l. c., pag. 254) geäußerte Ansicht, daß sich „*M. Borsoni* mit Beginn des Mittelpliocäns aus *M. Pentelici* entwickelt“, von vornherein als den Tatsachen durchaus widersprechend abzulehnen. Spricht doch das Stück aus den Faluns de la Tourraine schon hinlänglich deutlich. Zudem hat Wegner die in der Literatur mehrfach konstatierte Tatsache, daß *T. tapiroides Cuv.* das Schmelzband an der konvexen Seite des Inzisiven trägt, mithin nach aufwärts gebogene Stoßzähne hatte, völlig übersehen.

Endlich zeigen mir ganz hervorragende Reste von *T. Pentelici Gaudry*, darunter drei vollständige Schädel, daß diese Art überhaupt keine Spur von Beziehungen zu tapiroiden Typen aufweist, sondern ausgesprochen suid ist.

Die in Klammer beigefügte Bezeichnung „tapiroid“ in K. A. Zittel („Grundzüge“ II. Vertebrata, 2. Aufl., pag. 538) dürfte durch einen Irrtum entstanden sein.

Mit diesen Feststellungen will ich schließen und hoffe, daß ich in nächster Zeit die Aufarbeitung des außerordentlich reichen Proboszidiermaterials im Wiener Hofmuseum einem gedeihlichen Ende zuführen kann.

---

[1]) Außer dem Zahn aus den Faluns de la Tourraine (Helvetien) sind noch etliche Molaren und ein vollständiger Inzisiv aus der II. Med. Stufe (Tortonien) und Reste aus der Kohle von Göriach vorhanden.

Geologische Studien am Südostrande des Altpaläozoikums in Mittelböhmen.

Von Dr. Adalbert Liebus.

Mit einer Tafel (Nr. XXIX) und 4 Textfiguren.

Im Jahre 1910 veröffentlichte ich eine Arbeit[1]): „Die Bruchlinie des ‚Vostry' im Bereiche der SW-Sektion des Kartenblattes Z. 6, Kol. X und ihre Umgebung." Ich verfolgte dabei den Zweck, durch eine detaillierte Aufnahme und Gliederung des der Hauptsache nach kambrischen Gebietes eine Grundlage für die Tektonik zu schaffen. Diese vorliegende Arbeit ist eine Fortsetzung der oben erwähnten Schrift dem Gebiete nach, insofern als darin der anschließende Teil gegen Westen, Süden und Südosten zur Besprechung gelangt. Dabei wurde auch eine Reambulierung des Gebietteiles vorgenommen, von dem bisher nur kurze Aufnahmsberichte[2]) veröffentlicht wurden.

Dadurch finden hier gewisse Ansichten, die damals in Unkenntnis der Verhältnisse des übrigen Gebietes aufgestellt wurden, durch die Neubegehung ihre Berichtigung. Die Schwierigkeiten der geologischen Aufnahmen infolge des streckenweisen Fehlens von direkten Aufschlüssen wurden auch hier durch die starke Bedeckung des Geländes mit oft dichtem Walde noch erhöht, deshalb war eine besondere Aufmerksamkeit beim Begehen des Schneißennetzes geboten.

Morphologischer und deskriptivgeologischer Teil.

Morphologisch wird das Gebiet durch eine Anzahl von Höhenzügen gegliedert, die annähernd in der Richtung SW—NO streichen. Der nördlichste tritt nur zum geringen Teile in den Bereich herein, er beginnt bei Zaječow, zieht über die Höhe Hlawa gegen Komorau hin und findet seine weitere Fortsetzung im Rücken des Giftberges gegen den aus der oben genannten Arbeit bekannten Vostry.

Der zweite Höhenzug ist in diesem Gebietteile weniger ausgeprägt als in dem bereits beschriebenen, er beginnt bei der Ortschaft Kvaň, nordöstlich von St. Benigna, zieht über die Höhe von

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 62—65 und 323—326.

Čihadlo, dann von dem Dorfe Hrachowischt gegen den Waldteil Vrchy und Koberow und endigt bei Křesín, ebenso wie der dritte Höhenzug, der mit dem Berge Beran (686) südöstlich von St. Benigna seinen Anfang nimmt, in Form von einzelnen Felsklippen: Heinrichfels und Ruinenfels Waldek gegen den Bergrücken des Beranec (660) streicht und gegen Křesín zu sich verflacht. Der weitere vierte Höhenzug tritt anfangs nur im Südwesten durch den Piskový- und Krkavčíberg stärker im Gelände hervor, setzt sich durch Felspartien im Walde im Großen und Kleinen Jeskřipec bis in die Nähe von Jinetz fort. Sehr stark ausgeprägt ist wieder der fünfte Höhenzug durch die Berge Hejlov (688), die Höhe südlich Piskovýberg (623) und besonders durch den Hřebenrücken (712 und 717), dessen nordöstliche Fortsetzung der Koniček (666) bei Welkau bildet, der wieder nur durch ein enges Tal von Luh von dem Vystrkov (535) getrennt wird, von wo aus er sich gegen Jinetz zu senkt.

Nur der markanteste Zug, dessen breiter Rücken, Slonovec genannt, durch die Höhe Klouček (600 und 680) in das Gebiet hereintritt, findet seine Verlängerung auch auf dem rechten Ufer der Litawa durch die Höhe Komorsko (614) zum Teil auch Holý vrch (612) und Provazec (636), während eine Partialerhebung Krschow (498) bei Dominikal-Pasek über den Berg Hořice (530), dann Malý vrch und Kuchynka (635) weiter nordöstlich streicht. Der Berg Klein-Chlum (584) endlich bei Hlubosch bildet die Fortsetzung des weiter südwestlich liegenden Rückens der Třemoschna (777). Diese Höhenzüge finden mit Ausnahme des obenerwähnten Slonovec—Klouček, der im äußersten Nordosten durch den langen Rücken Hřebeny bis gegen Prag zu sich hinzieht, ihr Ende am linken Ufer des Litawaflusses, dessen rechtes Ufer der breite, massig aufsteigende Berg Pleschiwec bildet.

Sie streichen alle annähernd nordöstlich, sind aber untereinander nicht parallel, sondern konvergieren gegen SW.

Geologisch soll das gesamte Gebiet in zwei Abteilungen zur Besprechung gelangen: die weitere Umgebung von St. Benigna gegen N und O zwischen den Tälern des Jalový, des Roten Baches und des Litawaflusses und das Gebiet am rechten Litawaufer vom Ende des Vostryrückens gegen Süden bis über Dominikal-Pasek, soweit ich darüber nicht schon berichtet habe[1]).

Das älteste Schichtenglied in dem ersten Teile ist das kambrische Třemoschnakonglomerat, das wegen seiner Härte fast überall die Höhenzüge bildet. Selten ist es in diesem Gebiete so gut aufgeschlossen, daß man ein deutliches Streichen und Verflächen messen könnte, öfter ist sein Auftreten nur durch steile Felspartien gekennzeichnet oder der Teil des Geländes, der unter dem Boden diese Konglomerate birgt, ist mit Gesteinstrümmern bedeckt, die sich zu wahren Steinmeeren anhäufen können.

Das Gestein ist zumeist ein ungleichkörniges Konglomerat, dessen einzelne Bestandteile (heller Quarz und dunkler Lydit) in einer hellen,

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 323 ff.

oft etwas rötlichen feinkörnigen Grundsubstanz eingebettet liegen, oder es ist ein grobkörniger Sandstein entweder weiß oder dunkelrot gefärbt und stellenweise sehr fest. Hie und da treten glimmerige Bänke auf. Es läßt sich in diesem Gebiete wenigstens keine durchgängige Gliederung dem Gesteinscharakter nach durchführen. Oft kann man Gesteinsblöcke sehen, die unmittelbare Übergänge von einem mittelkörnigen Sandstein in das gröbste Konglomerat erkennen lassen.

Südöstlich von St. Benigna, in der Nähe des Forsthauses Hořowitz Baschtina, schon außerhalb des Kartenblattes, zeigt ein Felsriegel im Walde zum erstenmal ein nordnordwestliches Einfallen (N 22 W). Der Winkel ist wegen der nur auf kurze Strecken entblößten, noch dazu unebenen Schichtflächen nicht genau meßbar.

In derselben Streichungsrichtung, also gegen ONO, finden wir dann am Berge Hejlow (688) an der Straße von St. Benigna nach Přibram in einem Steinbruche die Schichten aufgeschlossen. Hier läßt sich bei demselben Streichen und Verflächen ein Winkel von 25—30 Grad messen. Der Nordostabhang dieses Berges ist mit Konglomeratblöcken aller Dimensionen bedeckt, die sich in allen Stadien der Verwitterung befinden, so daß oft die einzelnen bis kindskopfgroßen Geröllstücke von weißem und rötlichem Quarz und dunklem Kieselschiefer oder kleine Stücke eines mattziegelroten Minerals (Jaspis oder Karneol?) und dazwischen sandiger Grus die Erde bedecken. An einzelnen der Blöcke kann man trotz der Härte des Materials ganz spiegelglatte Harnischflächen beobachten. Durch eine vorspringende „Nase“ Punkt 623 streicht dieser Rücken in das Tal des Roten Baches und steigt an dessen rechtem Ufer wieder als Hřebenrücken ziemlich steil auf 717 *m* empor. Der Kamm dieses Zuges ist wild zerklüftet, die Schichtenlagerung ist kaum zu erkennen, nur an einzelnen Stellen ist ein Einfallen gegen NW oder NNW zu bemerken. Besser sind die Verhältnisse in der nordöstlichen Fortsetzung des Rückens am Koniček zu sehen, obwohl auch da noch die NW-Lehne gewaltige Steinfelder aufweist. Der Gipfel bei Kôte 666 zeigt die Konglomeratbänke mit einem nicht allzu steilen Einfallen gegen NNW.

Östlich vom Koniček setzt das Konglomerat auf die NW-Flanke des Vystrkov bei Jinetz über; das Streichen wird ein fast ostwestliches, bei einem fast gegen N gerichteten Einfallen. Der Einfallswinkel beträgt durchschnittlich 20°. Während die übrigen Konglomeratzüge immer als Třemoschnakonglomerat angesehen wurden, faßte Krejčí[1]) diese Schichten des Vystrkov, obwohl sich das Gestein in gar nichts von dem des gegenüberliegenden Koničekhanges unterscheidet, als $Dd_1\alpha$ auf und sogar Pošepny[2]), der sonst bei der Aufnahme dieses Gebietes sehr kritisch vorging, glaubte hier eine Verschiedenheit annehmen zu müssen und zählt dieses Konglomerat gleichfalls den $Dd_1\alpha$-Schichten zu.

In der Nähe des Hejlowberges beginnt die nächste Konglomeratzone mit dem Piskový berg, dessen eine Kuppe, die gegen

[1]) Krejči und Feistmantel, Geographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen (Archiv f. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, V. Band, 5. Abt.).

[2]) Archiv f. prakt. Geologie, II. Bd., 1895.

NO den breiten Rücken bildet, in einem Steinbruche ein rotes, feinkörniges, sehr hartes Konglomerat enthält mit einem fast gegen N gerichteten Einfallen. Der Einfallswinkel beträgt 25°.

Der südliche Gipfel des Pískový berges wird von einem hellen, sandigen Konglomerat gebildet.

Weiter gegen NO findet dieser Berg seine Fortsetzung im steilen, wegen seiner wirr durcheinanderliegenden Blöcke sehr schwer zu besteigenden Krkavčíberg, dessen Konglomeratmaterial wieder ganz grobkörnig ist. Steil fällt sein bewaldeter Ostrand gegen den Waldeker Teich herab, während gegen NW ein Steinmeer selbst den genügsamsten Waldbäumen die Existenz erschwert. Die Fortsetzung dieses Zuges finden wir über dem Waldeker Teiche in einer Felsklippe mitten im Walde und in dem alten verlassenen Steinbruche an der Straße Komorau — Příbram, Punkt 540 des Großen Jeskřipec. Hier ist das Gestein nochmals entblößt, so daß ein Verflächen gegen NNW mit einem Einfallswinkel von etwa 50° gemessen werden kann. Der weitere Verlauf dieses Konglomeratzuges fand schon früher seine Besprechung [1]). Vielleicht gehört zu diesem Zuge auch ein Teil des breiten Beranrückens; wenigstens deutet das fast gegen N gerichtete Einfallen und das beinahe ostwestliche Streichen der Schichten der einen Kuppe des Piskovyberges darauf hin, daß dieser Konglomeratzug mit dem des Beranberges zusammenhängt. Auf dem Gipfel des Berges aber, wo allein anstehendes Gestein angetroffen wird, ist es nur an einer Stelle möglich, ein undeutliches steiles Verflächen gegen NW oder NNW nachzuweisen.

Im nächsten Konglomeratzuge dominiert der breite Beranecberg, dessen Südwestabhang auf einem steilen Felsvorsprunge die Burgruine Waldek trägt. Leider ist hier nirgends eine Spur eines Schichtenstreichens zweifellos nachzuweisen. Der Gipfel und die Abhänge sind meist mit unregelmäßigen Konglomerattrümmern bedeckt und der Ruinenfels in ein hoch aufgetürmtes Blockgewirr eingehüllt. Das nächste Anstehen findet man erst im Walde bei Křesin mit einem Verflächen gegen NW unter 20° und 35°. Über dem Tale des Roten Baches aber gegen SW von Waldek erhebt sich aus dem flachen Terrain der Heinrichfels, dessen mächtige Konglomeratbänke an der Ostseite ein ganz gegenteiliges Einfallen der Schichten gegen SSO (h 11) unter einem Winkel von etwa 12° erkennen lassen. Der Einfallswinkel ist nicht konstant, er wird gegen die Nordseite des Felsens geringer. Es hat den Anschein, als ob die Schichten hier die Neigung zeigen würden, sich der Horizontalen zu nähern, so daß der Gipfel des Felsens dem Scheitel einer Antiklinale entspräche. Der Heinrichfels findet seine natürliche Fortsetzung in der kleinen, langgestreckten Höhe, Punkt 641 südlich der Einschicht Čihadlo.

Nordöstlich von St. Benigna bildet den Hügel östlich von Kvaň, auf dem die Häuser von Cihadlo stehen, gleichfalls ein Konglomeratzug, dessen Bestandteile stellenweise so fein werden, daß es schwer fällt, ein solches Stück von einem Quarzit der Etage Dd_2 zu unterscheiden. Diese Verwechslung ist auch mehrfach vorgekommen.

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 113.

Nimmt man sich aber die Mühe und untersucht diese Gesteine durch Zerklopfen genauer, so kann man leicht den Übergang dieser scheinbaren Quarzite in das normale Třemoschnakonglomerat nachweisen. Ich bemerke nachdrücklich, daß das Gestein hier nirgends direkt ansteht, sondern nur in Form von massenhaft auftretenden Findlingen zu beobachten ist. Auch in den Gruben, die hier wahrscheinlich zur Schottergewinnung angelegt wurden, ist an dem Konglomerate keine Schichtung zu sehen.

Dieser Konglomeratzug streicht über die Lehne von Klein-Viska gegen die Ortschaft Neřežin hin, verliert sich dort unter den mächtigen Lehm- und Schotterablagerungen des Roten Baches, die hoch gegen den Beranec hinanziehen. Erst bei der Ortschaft Hrachowischt, und zwar NW vom Orte, lassen sich Konglomerate in großer Anzahl als Lesesteine in den Feldern nachweisen[1]), deren weitere Fortsetzung die Konglomerate der Vrchy bei Podluh bilden.

Diese Konglomeratzüge werden, wie schon Pošepný[2]) gezeigt hat, von den jüngeren *Paradoxides*-Schiefern begleitet, und zwar zieht sich der *Paradoxides*-Schiefer des Koničekrückens, den ich schon seinerzeit besprochen habe, auch auf die Lehne des Hřebenrückens herüber, wird aber immer schmäler, bis er sich am SW-Ende des Rückens verliert. Ein Streichen oder Einfallen zu messen ist nicht möglich; der Schiefer enthält aber in seiner ganzen Erstreckung Bruchstücke von *Paradoxides* und *Ellipsocephalus*. Gegen NO setzt er sich in den Vystrkov fort, an dessen S- und SO-Flanke überall das nach N und NNW gerichtete Einfallen mit durchschnittlich etwa 20° zu messen ist.

Pošepný, der hier eine Verschiedenheit der Konglomerate des Koniček und Vystrkov annimmt und letztere mit $Dd_1\alpha$ identifiziert, schreibt über dieses Vorkommen pag. 652: „Das Streichen der Verwerfung am Koniček ... liegt aber nicht in der Fortsetzung der Auflagerungsfläche der Komorauer Schichten[3]) über die Jinecer am Hügel von Vystrkov, wie sich Lipold dies dachte, sondern etwa einen halben Kilometer südlicher." Wie man sich aber durch genaue Einzeichnung überzeugen kann, ist dies nicht ganz richtig. Auf der Vystrkover Seite kann man freilich die *Paradoxides*-Schiefer bis zum Gipfel, Punkt 535, und bis in das Tal von Luh gut aufgeschlossen nachweisen, was auf der Seite des Koniček nicht möglich ist. Aber eine direkte Auflagerungsfläche der Konglomerate am Vystrkov kann man nicht sehen. Man kann nur oben am Gipfel vom Punkt 535 gegen NW in einem kleinen Sattel die ersten Konglomeratblöcke beobachten, man kann dann auf der anderen Seite des Sattels auf dem zweiten Gipfelpunkte des Hügels diese auch anstehend finden.

Ich habe mir die Mühe genommen und habe die Lehne gegen Luh hinauf und herunter genau abgesucht. Beim Doppelhause Nr. 25

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 110.

[2]) Archiv f. prakt. Geologie, II. Bd., 1895.

[3]) Pošepný bezeichnet $d_1\alpha$ als Sandsteinzone, $d_1\beta$ als Eisensteinzone der Komorauer Schichten.

der Ortschaft steht südlich des Hauses, das an die Vystrkovlehne angebaut ist, der *Paradoxides*-Schiefer an; das Haus ist etwa 10—12 *m* lang, dann folgt ein kleiner Schupfen und nördlich von ihm sieht man schon nach einigen Schritten die dicken Konglomeratbänke. In der Lehne selbst ist oberhalb des Hauses nichts als Bruchstücke des Schiefers und Konglomerates zu sehen.

Auf der Seite des Koniček bedeckt die Lehne freilich ein Lehm- und Schotterbelag von stellenweise ganz bedeutender Mächtigkeit, aber dort, wo im oberen Teile der Lehne tiefgehende Stockrodungen stattfanden oder wo an der gegen den Gipfel 666 verlaufenden Schneiße für die Einzäunung eines Waldteiles Löcher für die Pfosten gegraben wurden, kommt auch hier in kleinen Bruchstücken der *Paradoxides*-Schiefer zum Vorscheine, und zwar dem des Vystrkov gerade gegenüber. Ich glaube also, daß dieser Grund Pošepnýs eine Verschiebung der Auflagerungsfläche als ausschlaggebend für eine Verschiedenheit der hier überlagernden Schichten nicht stichhältig ist.

Der zweite Streifen von *Paradoxides*-Schiefer, den auch Pošepný erwähnt, liegt in der Einsattlung zwischen dem Hřeben und dem Jeskřipec. In meiner früher erwähnten Arbeit habe ich seiner Erwähnung getan, ihn aber gegen Südwesten unbegrenzt gelassen. Heuer fand ich seine Fortsetzung am linken Ufer des Roten Baches nahe beim Waldeker Teiche in einem seichten Wasserrisse. Er steht auch hier nicht direkt an, sondern seine Anwesenheit ist nur an Brocken, die aus der Erde ausgegraben wurden, nachweisbar.

Ein weiterer Streifen von *Paradoxides*-Schiefer begleitet die Waldstraße Jinetz—Waldek vom Hegerhause Krejčowka bis fast an ihre Einmündung in die Straße Komorau—Přibram. Auch dieser Zug verliert sich dort und ist weiter gegen SW auch in Spuren nicht auffindbar. Nördlich und nordöstlich des Beranecrückens breiten sich die *Paradoxides*-Schiefer von Hrachowischt aus, die bereits in der früheren Schrift besprochen wurden.

Ein neues, bisher nicht bekanntes Vorkommen dieser Schiefer, dessen Auftreten aber mit diesen eben besprochenen eine gewisse Ähnlichkeit hat, befindet sich in der unmittelbaren Nähe von St. Benigna. Dort, wo der Konglomerathügel 641 bei Čihadlo die fast rechtwinkelige Biegung macht, kann man ihre Anwesenheit an den in großer Anzahl in den Feldern und am Waldrande liegenden Brocken nachweisen. Von da ziehen sie gegen das Hegerhaus in Klein-Viska, sind dort am Fahrwege und in der Nähe der Quelle nordöstlich von Čihadlo im Walde aufgeschlossen. Gegen die Ortschaft Klein-Viska verlieren sie sich allmählich, ebenso wie in der Richtung gegen Unter-Kvaň. Ich konnte in den gefundenen Stücken Trilobitenfragmente nachweisen. Ein Messen der Lagerungsverhältnisse war wegen des geringen Aufschlusses unmöglich.

Da, wie wir oben sahen, bei Čihadlo wieder Konglomerate auftreten, so lägen die Verhältnisse hier ganz analog wie bei Hrachowischt, auf der gegenüberliegenden, durch das Tal des Roten Baches getrennten Höhe.

An diesen Konglomeratzug schließen sich bei Klein-Viska und bei Čihadlo unmittelbar die Schichten der Eisensteinzone $Dd_1\beta$

an. Nur bei Kvaň und St. Benigna liegen die Verhältnisse etwas anders. Bei Kvaň treten in der Fortsetzung des Konglomeratzuges von Cihadlo die roten Schiefer $Dd_1\alpha$ mit Hornsteinzwischenlagen auf, die bei der Schule von St. Benigna anstehen. Ihr Einfallen ist gegen NNW (h 22) gerichtet mit einem Winkel von 35°. In einzelnen Bänken enthalten sie Fragmente von Fossilien, wahrscheinlich kleine Brachiopodenschalen. Ihr weiteres Streichen gegen SW wird an dem aufgedämmten Wege, der gegen das Kloster hinführt, sichtbar.

Dieses selbst und die angrenzenden Gebäude stehen auf denselben Schichten, die sich auch hinter den Häusern in den Feldern noch weit verfolgen lassen. Im Hohlwege hinter dem Kloster, bei der großen Mühle, steht auch der feinkörnige glaukonitische Sandstein an, wie er bei Cerhowitz vorkommt.

Südlich dieses Schieferzuges unterbricht die Reihe der Schichten ein Eruptivgestein, das den Hügel bildet, an dessen Fuße sich die Schule von St. Benigna befindet und der Jalovybach von Neudorf gegen St. Benigna fließt. Das Gestein, dessen Spuren sich auch jenseits des Tales von St. Benigna gegen SW von Neudorf verfolgen lassen, ist sehr hart und wird hier zur Straßenschotterung benützt. Es nimmt wohl einen großen Teil des Platzes der $Dd_1\alpha$-Schiefer ein, die hier gerade sehr schmal zutage treten. Bei Lipold[1]) findet sich ein N—S-Profil dieser Stelle, in dem auch noch südlich dieses Eruptivgesteins die $Dd_1\alpha$-Schichten eingezeichnet sind. Davon kann man gar nichts wahrnehmen. Oberhalb Neudorf liegen im Walde schon große Blöcke der Třemoschnaschichten, Konglomerate und Sandsteine.

Der Gipfel des Hügels und seine Südostflanke zeigt das sehr feinkörnige diabasische Gestein in einigen kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen. An der N- und NW-Seite aber treten im Eruptivgesteine lauchgrüne Zwischenlagerungen, anscheinend stark kieselige Sedimentgesteine, vielleicht verfestigte Tuffe oder umgewandelte Glieder der $Dd_1\alpha$-Schichten auf, wie sie auch in dünnen Platten am Giftberge hie und da zum Vorscheine kommen.

Das weitere Gebiet von Ober-Kvaň wird von der Eisensteinzone eingenommen, die obertags keine direkten Aufschlüsse erkennen läßt. Nur an den alten Stollenmündungen liegen die braunen und blaugrauen, gelben und verschieden rötlich gefleckten Schiefer und Eisenerze der Komorauer Schichten.

Nach den Ausführungen Lipolds sind die Schichten der Eisensteinzone mehrfach gestört und gefaltet. Er spricht auch von $Dd_1\alpha$-Schichten (Krušnahora-Schichten) am Nordwestabhange des Beranberges bei Čihadlo. Es sind im Walde noch Reste von Versuchsschächten in diesem Gebiete zu sehen, aber das herausgeförderte Material, das hier auf den Halden liegt, besteht vorwiegend aus einem grauen, nur untergeordnet aus einem dunkelroten Sandstein. Der graue unterscheidet sich von den Schichten, zum Beispiel des Piskovýberges gar nicht, der rote Sandstein ist fein, glimmerig und hat in diesem Gebiete kein Analogon, dagegen ähnelt er etwas den

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 420.

sandigen Schiefern des Krschovberges bei Hlubosch, von denen später die Rede sein wird. Rund um diese Stelle liegen in der unmittelbarsten Nähe große Blöcke der Třemoschnakonglomerate, die unmöglich aus der Tiefe emporgebracht werden konnten. Vielleicht liegt hier bei Lipold auch eine Verwechslung der Sandsteine der Třemoschnastufe mit den Schichten $Dd_1\alpha$ vor.

Bei Čihadlo geht die Vostrybruchlinie hindurch und es grenzen da die Schichten der Eisensteinzone direkt an kambrische Schichten. Der Beobachtung Lipolds gemäß fallen hier die Schichten der Erzablagerungen steil nach S, also gegen die Bruchlinie zu ein, wie bei Hrachowischt die Dd_2-Quarzite. Unmittelbar bei den ersten Häusern von Klein-Viska kann man auch noch die Reste eines alten Schachtes sehen, in dessen Halden große Stücke eines Kalksteines liegen, die unter dem Mikroskope eine deutliche oolitische Struktur zeigten.

Es ist in der ganzen Umgebung das einzige Vorkommen und dürfte, wenn es überhaupt von hier stammt, aus der Tiefe herausgeholt worden sein.

Auf die breite Eisensteinzone folgt gegen W bei Kozojed normalerweise der Dd_2-Quarzit, der beim Waldrande östlich von der Ortschaft von den schwarzen $Dd_1\gamma$-Schiefern begleitet ist. Das Einfallen des Quarzites läßt sich in den Steinbrüchen mit einem Winkel von 30° gegen NNW (h 22) nachweisen. Die einzelnen Quarzitbänke erreichen hier oft bedeutende Mächtigkeiten. So konnte ich stellenweise bis fast 2 *m* messen. Zwischen den harten, festen Bänken sind auch leicht verwitterbare, mehr sandsteinähnliche Schichten eingelagert, die dann zur Entstehung eines feinen weißen Sandes Veranlassung geben, der überall hier die Abhänge und den Fuß der Quarzithügel bedeckt.

Von da aus streicht der Quarzit in einer Reihe von Hügeln über den Waldteil Hlava bis zur Ortschaft Chaloupek und Na Vystrkově und ragt da in das Tal des Roten Baches hinein. Hier ist er ebenfalls von einem schwachen Streifen der schwarzen $Dd_1\gamma$-Schiefer begleitet. Überall ist in diesem Gebiete der Boden von den Schächten durchfurcht, den Resten des alten Bergbaues, der heute ganz aufgelassen ist.

Lipold gibt für das Erzlager der sogenannten „Hlavazeche", deren Reste hier im Walde südwestlich von Chaloupek noch sichtbar sind, ein Streichen St 2—3 (N 30° O—NO) und ein Verflächen von 15—18° gegen NW an. Die analogen Angaben für die „Susannazeche" bei Klein-Viska sind: Streichen h 5 (O 15° N) und das Verflächen gegen S und steiler als bei der Hlawazeche. Es läge also eine Antiklinale der Eisensteinschichten vor. Bei diesem letzteren Schachte kann man auch eine ganz minimale Quarzitscholle (Dd_2) im Hangenden der Eisensteinzone beobachten. Jenseits des Roten Baches erscheinen dann die Quarzite, die gegen den Giftberg zu streichen [1]).

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

Die Höhen des Hlavaberges am rechten Ufer des Jalovýbaches bildet ein zweiter, wild zerrissener Quarzitzug, der oberhalb der Ortschaft Kleschtenitz in steilen Felsen emporragt. Hier zeigt dieser Quarzit ein Einfallen gegen SO mit 40°. In seinen höheren Lagen ist er nicht so rein hell und dicht wie der des eben besprochenen Zuges. Er weist oft eine Art Breccienstruktur auf und eine weitgehende transversale Zerklüftung. Dadurch ähnelt er sehr dem Quarzit des Vostryrückens. Diese Struktur ist wohl nur eine Folge der rupturellen Umwandlung [1]) im Sinne Reyers, hervorgerufen durch die Stärke des Gebirgsdruckes. Dieser Zug endigt bei der Ortschaft Ptákov (ehemals Rudolfsberg) gleichfalls am Talrande des Roten Baches. Auch er wird an den Talflanken des Jalovýbaches von den $Dd_1\gamma$-Schiefern begleitet. Hier auf der Höhe sind nur die dünnblätterigen schwarzen Schiefer sichtbar. In einem tiefen Wasserriße oberhalb der Hudečekmühle treten mit ihnen auch weiche, mehr graue glimmerige Schiefer auf. In der Mitte des Waldteiles Hlava ist diese bisher regelmäßige Synklinale der Dd_2-Quarzite gestört. Zwei Züge $Dd_1\gamma$-Schiefer brechen hier hervor; der eine, der südöstliche, wird auch noch von den Diabastuffen der $Dd_1\beta$-Schichten begleitet, die sich auch außerhalb des Waldes in den Feldern der Ortschaft Na Vystrkové südöstlich Komorau nachweisen lassen und in einem Wasserriße in der Talwand des Roten Baches zutage treten.

Zwischen diesen beiden Streifen von $Dd_1\gamma$ streicht noch ein Quarzitstreifen hindurch.

Augenscheinlich handelt es sich hier um eine verhältnismäßig lokale Störung, deren Charakter man schwerlich einmal wird aufdecken können, da alle Aufschlüsse im Walde zerstreut sind und nirgends ein Steinbruchbetrieb eingesetzt hat. Diese Streifen von $Dd_1\gamma$ reichen bis in die Ortschaft Kozojed herein, die wohl, wie alle diese kleinen Orte Kvaň, Kleschtenitz, Ptákov, Chaloupek, Na Vystrkově, ihre Entstehung von dem ehemaligen Eisensteinbergbau herleitet. Die Lagerung der Schiefer ist heute nicht mehr wahrzunehmen. Das Profil aber, das Lipold [2]) von den Verhältnissen untertags gibt, läßt auf eine synklinale Einfaltung des Quarzites in die $Dd_1\gamma$-Schiefer schließen.

Jenseits des Jalovýbaches kommt der Quarzit als schmaler Streifen bei Zaječov zum Vorschein. Er bildet die direkte Fortsetzung des Quarzites auf dem rechten Ufer.

Trotz der Größe der Aufschlüsse ist es aber sehr schwer, das Einfallen der Schichten zweifellos nachzuweisen. Jedenfalls ist das Verflächen sehr steil; man kann an einzelnen Stellen ein solches gegen SO beobachten. Andere Schichten lassen auf eine kurze Strecke hin ein Einfallen gegen NW erkennen. Wenn sich dies durch einen energisch einsetzenden Steinbruchbetrieb (gegenwärtig arbeiten nur zwei bis drei Männer dort und gewinnen zumeist den durch Zerfall der weichen sandigen Schichten entstandenen Sand) bewahrheiten sollte und nicht

[1]) Reyer, Theoretische Geologie, pag. 445.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 416.

vielleicht in einer falschen Schieferung begründet ist, dann läge hier eine enge, aber steile Synklinale der Quarzite vor. Für diese Ansicht würde auch der Umstand sprechen, daß Lipold[1]) (pag. 415) das Einfallen des Eisensteinlagers im N von Zaječov gegen SO angibt, während er in der Eisensteinzone südwestlich derselben Ortschaft bei Těn (pag. 414) [außerhalb dieses Kartenblattes] ein Verflächen gegen NW bestimmen konnte.

Unter dem Quarzite, westlich von der Höhe Hlava folgt im Steilufer des Jalovybaches wieder die Eisensteinzone mit einer ganzen Reihe von verlassenen Schächten. Ihre Schichten sind nach Lipold einigemal gefaltet und verworfen. Auf pag. 417 a. a. O. gibt er ein Profil dieser Lehne. Jetzt, wo die Schächte aufgelassen sind, ist es schwer, an der Hand der geringen Aufschlüsse den Aufbau genau zu verfolgen. Unterhalb des südlichen Teiles der Ortschaft Kleschtenitz schließt die Zone mit einem Diabasaufbruche ab, dessen Mächtigkeit auf der Höhe oberhalb der Rochetskymühle am größten ist, der sich aber bis zu der Straßengabelung an der Südostseite von Komorau verfolgen läßt. Über diesem Diabas folgt eine Zone von Mandelsteinen und Tuffen und noch höher die nur durch den roten Boden und kleine Erzstückchen gekennzeichnete eigentliche Roteisensteinzone. Etwa in der Mitte der Luftlinie von der Rochetsky- zur Hudečekmühle kann man am Steilabhange direkt am Jalovýbache folgende Schichtenreihe aufgeschlossen sehen:

Roteisensteinzone
Diabas und Mandelsteine
gelbe Tonschiefer
heller, stark verwitterter Tuff
dickbankige, grüne Schiefer
graue und verschiedenfarbige Tonschiefer
Tuffe, drei Etagen
grüne, sandige Tuffe
violette und grüne, gelbe und blaugraue Tonschiefer in Wechsellagerung
graue Sandsteine
Diabas

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenreihe beträgt etwas über 3 *m*. Darunter liegen schon die Schichten der Etage $Dd_1\alpha$, und zwar zunächst etwas nördlich von dieser Stelle an dem kleinen flachen Wasserriße, der vom südwestlichen Teile von Kleschtenitz gegen das Tal herabläuft und als Hutweide verwendet wird, an dessen Ein-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863.

mündung in das Tal eine alte Bergwerkshalde liegt, rote harte Schiefer mit Kieselzwischenlagen, die hier gegen SO (h 10) mit 65° einfallen und auf der anderen Talseite ihre Fortsetzung im Berge Ivina finden. Südlich von dem obenerwähnten Wasserriße knapp an der vermutlichen Auflagerungsfläche der $Dd_1\beta$ ist im Niveau der $Dd_1\alpha$ ein sandiges Gestein aufgeschlossen, das keinerlei Schichtung erkennen läßt und nur stellenweise eine Absonderung in dicken Bänken zeigt. Im Bruche ist es rötlich und hat Stellen, die wie gefrittet aussehen. Es ist hie und da von Klüften durchsetzt, an deren Wänden ein braunes Pulver haftet. Dieses Gestein ist von den übrigen Schichtgliedern der $Dd_1\alpha$ verschieden, stellt wohl auch hier nur eine lokale Form vor, ist aber jedenfalls der Schichtengruppe $Dd_1\alpha$ zuzuzählen.

Bei der Rochetskýmühle treten die roten Schiefer in Verbindung mit den hellgrauen, zum Teile glaukonitischen Sandsteinen. Im Hofe der erwähnten Mühle ist ein Schichtglied derselben aufgeschlossen, das sehr dickbankig ist und dabei einen ganz quarzitischen Charakter annimmt. Auf kurze Strecken sind in der quarzitischen Grundsubstanz größere rote Körner eingebettet, so daß das Gestein ganz konglomeratartig wird. Jahn[1]) hat dieses Gestein von einem Fundorte auf der gegenüberliegenden Talseite näher untersucht und durch Dünnschliffe feststellen können, daß die farblosen Gemengteile Quarz-, die grünlichen Glaukonit- und die roten Felsitporphyrkörner sind, die durch ein kieseliges Bindemittel zusammengehalten werden. Er bezeichnet das Gestein als Tuffit. Die Korngrößen der Felsitporphyrstücke fand ich bei der Mühle durchschnittlich etwas größer als sie Jahn angibt.

Das Einfallen der Schichten bei der Rochetskymühle ist schon gegen NW gerichtet, der Einfallswinkel aber sehr klein. Am jenseitigen Talgehänge erscheinen dann die roten Schiefer und die Sandsteine wieder mit einem 10°—15°- und 30°- Einfallen gegen NW.

Verlassen wir nun dieses Gebiet und wenden wir uns dem Teile östlich von St. Benigna zu.

Südöstlich von dem *Paradoxides*-Schieferauftreten am Abhange des Höhenzuges Hřeben—Koniček—Vystrkov folgt ein breiter Streifen der Třemoschnakonglomerate, der zunächst den Fuß des Koničekrückens und damit auch das ursprüngliche natürliche Liegende des eben erwähnten *Paradoxides*-Schiefers bildet, am Abhange des Hřeben hoch hinaufreicht und dann auch die Höhen 641 und 657 östlich der umzäunten Feldparzelle bildet, auf der früher das Forsthaus Jinetz-Baschtina stand und auch noch den Grat Brda 769 zusammensetzt, dessen weitere Fortsetzung Slonovec heißt und durch den Rücken Klouček bis in das Tal der Litawa reicht. In der Nähe der Waldwiese, auf der das ehemalige Forsthaus Vranova stand, südöstlich von Welkau, schneidet ein tiefes Tal in diesen Rücken ein und mündet bei Čenkau in das Tal der Litawa. Die Fortsetzung des Konglomeratzuges bilden am rechten Ufer des Flusses die Höhen von Komorsko südlich und südwestlich des Berges Pisek. Auch da mündet dem eben erwähnten tiefen Seitentale gerade gegen-

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 209 f.

über eine Schlucht, die einen kleinen Partialrücken, eine Art Felsgrat aus der Lehne herausmodelliert, der sich auf dem linken Talgehänge der Litawa wieder durch die Höhen südlich des ehemaligen Meierhofes, jetzt Forsthauses Královka, weit gegen Welkau verfolgen läßt.

In diesem Konglomeratzuge läßt sich eine Art Gliederung vornehmen, insofern als ein eigenartiges, bald grobkörniges, bald feineres rotes bis dunkelrotbraunes sandsteinartiges Konglomerat die Höhen südwestlich und südlich des ehemaligen Forsthauses Vranova bildet. In dem Maße, als sich dann der Rücken gegen das Tal von Čenkau senkt, verlieren sich die Gesteine dieses Horizontes, die auch hier nirgends anstehend angetroffen wurden, sondern nur die ausgedehnten Blockanhäufungen bilden, und es erscheint immer mehr das eigentliche grobkörnige, verschieden gefärbte Třemoschnakonglomerat. Auch auf dem rechten Litawaufer konnte ich dieses Gestein im oberen Teile des eben erwähnten Felsgrates nordöstlich von Čenkau auf eine kurze Erstreckung hin nachweisen. Hier steht es aber an, sein Einfallen ist gegen NW gerichtet, der Einfallswinkel schwankt zwischen 25 und 30°.

Der übrige tiefere Teil des Felsgrates wird auch hier von dem normalen, meist grobkörnigen hellgrauen Konglomerat gebildet, dessen Einfallen gleichfalls ein nordwestliches bis nordnordwestliches ist. Hier folgt also der rote Sandstein direkt im Hangenden der groben Konglomerate.

Unmittelbar am Ufer der Litawa stehen auf den entblößten dicken Konglomeratbänken einige Häuser von Čenkau. Hier ist das Einfallen gegen NNW (h 22) also fast nach N gerichtet mit einem Winkel von etwa 20°.

Dasselbe Einfallen kann man auch an den entblößten Klippen südöstlich von Královka beobachten. An der Straße von Jinetz nach Čenkau, etwa bei der Schule des Ortes, sind die Konglomerate in einem Felde unter der Straße zum Forsthause Královka aufgeschlossen, hier scheint, soweit die Kleinheit des Aufschlusses eine Beobachtung zuläßt, ein plötzliches Umbiegen der Schichten vorzuliegen in einer sehr engen liegenden Antiklinale mit fast parallelen Schenkeln.

Unmittelbar vor den ersten Häusern von Welkau in der Richtung von Jinetz aus stehen die Konglomerate nochmals ganz nahe an der Auflagerungsfläche der *Paradoxides*-Schiefer des Vystrkov in einem jetzt verlassenen Steinbruche an mit einem Verflächen [1]), das genau wie bei Čenkau gegen NNW (h 22) gerichtet ist, mit einem Winkel von 35°. Das Gestein ist im Grunde des Steinbruches das gewöhnliche Třemoschnakonglomerat, die hangenden Schichten dagegen werden mehr sandsteinartig und enthalten viel Glimmer. Eine Auflagerung der *Paradoxides*-Schiefer ist hier auch nicht direkt sichtbar, am nächsten kommt man ihr auf dem Feldwege, der steil herunter zum Welkauer Teiche führt. Da streichen zuerst die *Paradoxides*-Schiefer über den Weg und nach einigen Schritten sieht man die ersten Sandsteinschichten an den Wegrändern.

Auch auf dem Rücken des Slonovec-Kloucek kann an einigen Stellen das Einfallen bestimmt werden. Der Winkel ist aber

[1]) In der Karte ist das Fallzeichen unrichtig gegen NO gerichtet.

hier durchgehends kleiner als bei den bisher beobachteten Vorkommnissen. Er beträgt durchschnittlich 15°, ja in einem Falle sogar nur 10°. Die Konglomerate sind hier fest, etwas rötlich und dickbankig. An der Bahn im Litawatal gegenüber der Zahnhammermühle schneidet der Bahnkörper die Lehne an und deckt hier einen Teil der Konglomeratbänke auf. Es sind dies vorwiegend die harten, grobkörnigen grauen Schichten. Im Hangenden aber erscheint ein roter Sandgrus, dessen Bestandteile den oben erwähnten roten Sandsteinschichten ähneln. Nach dem bisher Gesagten würden also diese roten Sandsteinschichten einem höheren Horizont über den eigentlichen festen hellen Třemoschnakonglomeraten entsprechen. Auf dem rechten Ufer der Litawa kann in diesem Teile nur an einer Stelle, etwa südwestlich vom Forsthause Komorsko auf der steilen Lehne oberhalb des Weißen Hammers (Bílá huť) ein undeutliches Einfallen nach NNW beobachtet werden.

Die Fortsetzung der Konglomerate des Komorskoberges bilden die Höhen 563, 586, 545 und 559 südöstlich des Höhenzuges Pisek, Velká und Malá Baba und Studeny, während der Höhenrücken Holý vrch, Provazec, Malý vrch und Kuchynka eine Fortsetzung des Hořiceberges bei Hlubosch vorstellen. Nur an dem Steilabfalle des Provazec und Kuchynka kann man direkt anstehende Schichten antreffen. Sie verflächen hier wieder gegen NNW (h 22); der Einfallswinkel beträgt bei Provazec 54°, bei Kuchynka 30°. Der Rücken des Kuchynkaberges streicht dann deutlich gegen die Höhe Hradec, dem Anfangspunkt des langgezogenen Rückens Hřebeny. Zwischen dem Kuchynkaberge und dem Hradec einerseits und dem Studený anderseits treten die Konglomerate klippenartig im Waldboden auf; ihr Verflächen ist wie oben mit einem Winkel von 30° gegen NNW gerichtet.

Auf das letzte markante Konglomeratvorkommen auf dem rechten Litavaufer in Čenkau folgt gegen N eine Reihe von Schichten als Liegendes des *Paradoxides*-Schiefers von Jinetz.

Jahn machte hier seinerzeit für den internationalen Geologenkongreß eigene Studien und ich verweise in den Einzelheiten auf seine Ergebnisse [1]).

Hier möchte ich die Schichtenfolge mit Jahns eigenen Worten anführen: „Im Liegenden sehen wir zuerst helle, weiße oder rote grobkörnige Quarzkonglomerate (Třemoschnakonglomerate Krejčís), Streichen O—W, Einfallen N 20°. Darüber folgen lichte quarzitische Sandsteine, Streichen und Fallen dasselbe. Sodann sehen wir eine Wechsellagerung von einem sandigen, glimmerhaltigen Schiefer mit 5—15 *cm* mächtigen Schichten eines hellen weichen, hie und da rostigbraunen Sandsteins. Streichen dasselbe, Fallen N, anfangs 40°, dann 30°— bei Tejřovic und Skrej sind diese unterkambrischen Schiefer fossilführend, hier enthalten sie keine Fossilien. Darauf liegt (wie bei Skrej im Liegenden des *Paradoxides*-Schiefers) ein

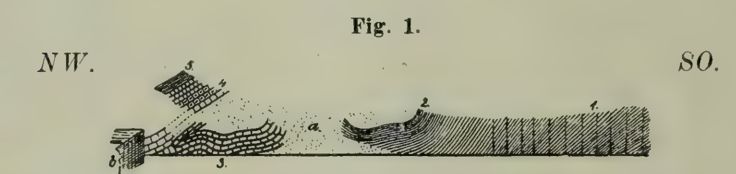
[1]) Geologische Exkursionen im älteren Paläozoikum Mittelböhmens und etwas erweitert Véstník klubu přírodovědeckého in Proßnitz 1907, pag. 110 ff.

dunkelbrauner, fester, harter, feinkörniger, glimmerhaltiger Grauwackensandstein“.

Dann weiter: „Das nächste anstehende Gestein ist der normale Jinecer *Paradoxides*-Schiefer . . ., stellenweise mit Einlagerungen rostigbrauner, eisenschüssiger Sandsteine und dunkler Grauwacken. Das Streichen bleibt stets dasselbe (O—W), das nördliche Fallen schwankt stellenweise (35—40°). Weiter nach NW bildet dieser *Paradoxides*-Schiefer eine Synklinale; im NW-Flügel derselben streicht er nach NO (h 3) und fällt nach SO unter 30° ein . . .“

„Infolge des massenhaften Gehängeschuttes . . . kann man hier eine direkte Auflagerung der ‚$d_1\alpha$‘-Schichten auf dem *Paradoxides*-Schiefer keineswegs verfolgen, wie bisher in der Literatur konsequent behauptet worden ist. Es unterliegt im Gegenteil keinem Zweifel, daß hier zwischen dem *Paradoxides*-Schiefer und den weiter im NW (jenseits des Schuttes) nächstfolgenden Schichten eine Dislokation besteht,

Fig. 1.



Profil am rechten Litawaufer bei Jinetz (bei der Eisenbahnbrücke) [nach Jahn].

1. *Paradoxides*-Schiefer, vertikal zerklüftet.
2. Synklinale derselben Schiefer.
3. Konglomerate, Sandsteine und Quarzite der Třemoschnastufe, mit Sandstein- und Tonschiefereinlagerungen ($d_1\alpha$ früherer Autoren).
4. Dieselben Gesteine mit Felsit- und Felsitporphyritapophysen.
5. Schwarze Schiefer ($d_1\gamma$).

a) Gehängeschutt.

b) Pfeiler der Eisenbahnbrücke bei Jinetz.

denn diese nächstfolgenden aufgeschlossenen Gesteine bei der Eisenbahnbrücke fallen nach NW unter 35° ein (Streichen h 3), sie sind also gegen den NW-Flügel der Synklinale des *Paradoxides*-Schiefers aufgerichtet (aufgebogen)“.

„Diese nächsten aufgeschlossenen Schichten bestehen aus bis 1 *m* mächtigen Quarzkonglomerat-, Sandstein- und Quarzitbänken (das Konglomerat geht allmählich in den Sandstein über) mit 5—10 *cm* mächtigen Einlagerungen von braunem (rostigem), schieferigem Sandstein oder lichtgrauem, weichem, glimmerhaltigem Tonschiefer . . . Solche Gesteine habe ich in der Bande $d_1\alpha$ nirgends beobachtet, was allerdings begreiflich ist, denn sie gehören zu den charakteristischen Gesteinen im Skrej-Tejřovicer Unterkambrium. Der ganze Aufschluß unten beim Flusse . . . besteht ausschließlich aus diesen unterkambrischen Gesteinen.

Gegen die Brücke zu (also nach NW) zeigt sich in diesen Gesteinen eine schwache wellenförmige Faltung.

Über diesem Aufschlusse oben im Walde sehen wir in der Verlängerung des unteren Aufschlusses zuerst wieder dieselben Konglomerate, Sandsteine und Quarzite, wechsellagernd mit schieferigen Sandsteinen . . .

In den festen Sandsteinbänken sieht man aber hier oben brotlaibförmige und eiförmige Nester (Apophysen?) eines lichtgrünlichgrauen Felsitfelses und eines dunkelgrünen, gelblichgefleckten Felsitporphyrits."

Soweit die Beobachtungen Jahns, die mit meinen an dieser Stelle übereinstimmen. In seiner zweiten, erweiterten Studie über dieses Gebiet reproduziert Jahn ebenfalls eine Skizze dieses Aufschlusses, die meiner Ansicht nach richtiger ist als die in den „Exkursionen". Leider sieht man heute die Umbiegung der Konglomeratbänke im NW-Teil des Aufschlusses nicht mehr, da seit der Zeit dieser Teil des Ufers ausgemauert wurde. Vor einigen Jahren habe ich dieses Stück noch intakt gesehen.

Ich möchte hier aus dem Berichte Jahns hauptsächlich die Anwesenheit der Synklinale in den *Paradoxides*-Schiefern hervorheben und weiter bemerken, daß die Konglomerate, wie es auch Jahn später anführt, auf der Höhe von Beřín weiter zu verfolgen sind (freilich nur durch Findlinge, die stellenweise aber stark gehäuft vorkommen). Erst an der Straße bei Křižatka verlieren sie sich unter den Dd_2-Quarziten.

In der Nähe des Höhenpunktes [1]) Kote 431 im N von Čenkau fand ich am Waldrande gegen eine schmale, in den Wald einspringende Wiese hin auf eine kurze Erstreckung aufgeschlossene eigenartige dünnschiefrige, mattrote, glimmerige Schiefer noch vor dem Anstehen der *Paradoxides*-Schichten von Jinetz.

Nordwestlich von dem eben besprochenen Aufschlusse bei der Eisenbahnbrücke erscheinen die *Paradoxides*-Schiefer erst wieder an der Bahn zwischen den Podjinecký- und Chramostamühlen und an dem Fahrwege oberhalb der Bahnstrecke am Abhange des Pleschiwec. Hier fallen diese Schichten nach SO mit 15—20° und sind eigenartig in dicken Bänken angeordnet, mit einer konzentrisch schaligen Struktur innerhalb der einzelnen Bänke. Bei den ersten Häusern von Rejkowitz verlieren sie sich unter einer mächtigen Decke von Lehm und Schotter, die den größten Teil des Abhanges des Pleschiwec bedeckt und die darunterliegenden Schichten der Beobachtung entzieht. Erst beim Rejkowitzer Bahnwächterhause stehen *Paradoxides*-Schiefer wieder an und bilden die Lehne bis knapp zu den einzelnen Häusern südöstlich Zelený-Mühle [2]), wo sie höher in das Gehänge hinaufreichen. Ihr Einfallen ist aber gegen N und NNW gerichtet, der Einfallswinkel beträgt anfangs 15°, dann 8°. Gegenüber der Zelenýmühle reicht wieder die Lehmbedeckung des Pleschiwecabhanges bis an die Bahn und an die Straße und die *Paradoxides*-Schichten verschwinden hier endgültig.

---

[1]) In der Karte ist zwar der Höhenpunkt markiert, aber durch ein Versehen die Zahl 431 weggeblieben.

[2]) Siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910 (Bruchlinie des Vostry etc.).

Jahn[1]) hat seinerzeit noch beim Bahnwächterhause 90·7 *km* gegenüber der Schaufelhammer-Mühle h 9 streichende, gegen NO mit 70° verflächende *Paradoxides*-Schiefer gesehen, auf denen diskordant nach N einfallende $Dd_1\beta$-Schichten aufgelagert waren. Heute ist von dieser Auflagerung nichts mehr zu bemerken. Das mag damit zusammenhängen, daß seitens der Bahnverwaltung zur Sicherung des Bahnkörpers gegen Wassergefahr die steilen Böschungen der Pleschiweclehne untermauert wurden.

In einem Wasserrisse nördlich vom genannten Wächterhause sind mächtige Diabastuffablagerungen aufgeschlossen, deren Schichten gegen N einfallen. Mit diesen Tuffen stehen Eisensteinlager in Verbindung, die früher einem regen Abbau zugeführt wurden, wie die alten verlassenen Schächte in der Lehne bis zum sogenannten „Franzosenweg" andeuten. Seit dem vorigen Herbste wurden die Bohrversuche wieder aufgenommen und haben das Erzvorkommen in der Lehne bis nahe an die Zelenýmühle nachgewiesen.

In der Nähe dieses Auftretens von $Dd_1\beta$ fand Jahn auch einzelne Brocken der roten $Dd_1\alpha$-Schiefer, anstehend sind sie aber hier nicht. Daß aber auch im Hangenden der eben besprochenen *Paradoxides*-Schiefer noch Konglomerate auftreten müssen, beweisen Findlinge von echten Třemoschnakonglomeraten hoch in der Lehne, östlich von der Zelenýmühle bei Kôtenpunkt 473 und bei Jinetz auf der Lehne östlich der Podjineckýmühle.

Über die im Hangenden des *Paradoxides*-Schiefers in diesem Teil der Pleschiweclehne auftretenden roten Schiefer $Dd_1\alpha$ und die Eisensteinzone ist schon früher berichtet[2]) worden.

Im Hangenden der oben erwähnten Diabastuffe gegenüber dem Schaufelhammer streichen schon die Dd_2-Quarzite des Pleschiwecgipfels ins Tal herab mit einem fast gegen N gerichteten Verflächen von 20°. An der Grenze zwischen der Eisenerzzone und dem Quarzit tritt untergeordnet ein schwarzer Schiefer (sicher $d_1\gamma$) und eine Lyditbank auf. Der Quarzit behält in diesem Teile im allgemeinen sein nördliches Einfallen bis zum Gipfel des Pleschiwec. Am jenseitigen Abhange des Berges beim Forsthause Bezděditz wird es ein mehr nordöstliches, die Schichten des kleinen Pleschiwec dagegen zeigen ein Einfallen gegen SO.

Auf der Höhe Kote 468 streichen diese Quarzite auch auf den Hügel von Běřín hinüber und werden hier von den dunklen Schiefern $d_1\gamma$ begleitet, die bei der Eisenbahnbrücke gegenüber der Brettsäge (in vielen Karten steht noch immer die Bezeichnung Hochofen) direkt auf den Konglomeraten aufgelagert sind[3]). Die Quarzite sind hier mehr grau und fleckig, ihr Streichen ist fast O—W gerichtet, das Einfallen fast ein nördliches. Ihr Rand gegen die Konglomerate ist von einer Reihe von verlassenen Schächten begleitet, in deren Halden man Eisenerze und hellgelbe Schiefer als Vertreter der Eisensteinzone nachweisen kann.

---

[1]) Věstník pag. 118.

[2]) Jahn, Exkursionen und Věstnik; Liebus, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 323.

[3]) Siehe auch Jahn l. c.

Bei Křižatka streichen dann die Quarzite auf die Höhe von Pisek hinauf, wo sie als langer Felsgrat aus dem übrigen Gebiete charakteristisch hervortreten. An der Straße gegen Komorsko, ganz nahe an der Einmündung des Fahrweges von Běřín und des von Cenkau heraufführenden Weges, sind diese Quarzite durch einen Steinbruch entblößt, der eine sehr enge Antiklinale der Quarzitschichten zum Vorschein bringt, bevor sie das auf dem Berge Pisek vorherrschende NNO—NO-Streichen annehmen. Diese Antiklinale prägt sich auch im Terrain als ein Partialrücken auf dem NW-Abhange des Pisekberges aus, über die Höhe 573 hinüber zum Punkt 482 am Fahrwege gegen Běhčín. Vom Kamme des Pisekberges findet der Quarzit seine Fortsetzung auf die Rücken Velká Baba und Malá Baba und über das tiefe Tal bei der Zatorskýmühle auf den Berg Studený südöstlich von Hostomitz[1]). Die Eisensteinzone im Liegenden der Quarzite zieht durch eine Reihe von aufgelassenen Schächten gekennzeichnet über den Berg Pisek, wo sie von einem kleinen Streifen $Dd_1\gamma$-Schiefer begleitet wird, über die Berge Velká und Malá Baba auf den Studený, wo beim ehemaligen Hieronymus-Schachte noch die Werksgebäude und Schachtzimmerungen vorhanden sind. Ihrer ganzen Erstreckung nach wird diese Zone von den $Dd_1\alpha$-Schichten begleitet, die hier vorwiegend als rote Schiefer entwickelt sind. Gegen den Hieronymus-Schacht zu nimmt ihre Breite zusehends ab.

Zwischen dieser Schichtenreihe und den Konglomeraten des Komorskoberges tritt ein schmaler Streifen *Paradoxides*-Schiefer auf, dessen Vorhandensein nur durch den günstigen Umstand zu unserer Kenntnis gelangen konnte, daß ihn der Wasserabzugsgraben des Fahrweges, der die Fortsetzung der Komorskostraße gegen Osten bildet, angeschnitten hat und daß durch die Benützung der Köhlungsplätze am Abhange des Pisekberges die obere Humusschicht ständig entfernt wurde. Hat man den *Paradoxides*-Schiefer einmal gefunden, dann ist es ein leichtes, ihn auch in der übrigen Lehne nachzuweisen. Dieses nach beiden Seiten sich verlierende Auftreten des *Paradoxides*-Schiefers stellt gewissermaßen die Verbindung her zu dem isolierten Vorkommen dieser Schichten im Tale zwischen den Bergen Malá Baba und Studený bei der Brdlavkaquelle, das schon Pošepný nachgewisen hat[2]) und aus dessen Schichten er einen *Paradoxides* namhaft machte. Ich habe seinerzeit[3]) in diesem Schiefervorkommen neben Trilobitenbruchstücken eigentümliche konische Gebilde gefunden, welche die Schiefer quer durchsetzen und die ganz analog in denselben Schichten bei Rejkowitz vorkommen. Heuer konnte ich diese Schiefer weiter gegen SW von dem ehemaligen Fundpunkte bei der Brdlavkaquelle bis in die Lehne des Berges Velká Baba verfolgen.

Kehren wir wieder zu dem Konglomeratrücken zurück, der den südlichsten Zug der Jinetzer Schiefer gegen SO abschloß. An der

[1]) Siehe Näheres Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 323ff.
[2]) Archiv f. prakt. Geologie. II. Bd., 1895, pag. 654.
[3]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 325.

Kammlinie des Klouček und Slonovec sowie an deren SO-Lehne liegen alte, stellenweise neu belegte Schurfplätze auf Kaolin. Auch der Abhang des Rückens und sein Fuß wird weithin von einer mächtigen Lehmablagerung bedeckt, deren Entstehungsursache in dem Gebirgszuge zu suchen ist. Das gewonnene Kaolin fand seine Verwendung in der Schmelzhütte zu Přibram als feuerfestes Material.

Über seine Entstehung sprachen sich J. Grimm (1855), Babánek (1875) und Pošepný (1895) näher aus. Grimm neigt zu der Annahme, daß man es hier mit einem zersetzten Eruptivgesteine zu tun habe, Babánek dagegen tritt für eine Ablagerung von fließendem Wasser ein. Das kann höchstens nur für diejenigen Vorkommnisse gelten, die in der breiten Talmulde von Dominikal—Pasek und Drahlin auftreten, nicht aber für die Kaoline, die in den Schürfen am Slonovec- und Kloučekrücken zum großen Teile bergmännisch gewonnen werden. Pošepný spricht sich entschieden gegen eine Entstehung aus einem Eruptivgesteine aus und nimmt hier eine Ablagerung in einer Kluftspalte an, die dem Gebirgsrücken parallel ist (l. c., pag. 651): „Der Schacht, den wir befuhren, hatte an seinem Sumpfe zu beiden Seiten festes Gestein, was auf mich den Eindruck machte, daß wir uns nicht in einem muldenförmigen, sondern in einem kluftartigen, mit dem weißen Lehm ausgefüllten Raum befanden. Nachdem nun das Streichen dieser Lehmausfüllung auf mehrere hundert Meter Entfernung parallel dem Brdabergrücken [1]) verlief, so dürfte viel eher an die Gegenwart einer Spalte gedacht werden, wobei die stufenförmige Gestalt des obersten Teiles dieser Lehmablagerung direkt auf eine Verwerfung der einstigen Oberfläche hinweisen würde."

Interessant ist nun, daß A. Hofmann im Jahre 1897 die Schürfe der Herrschaft Hořowitz, die längs des Kammes am Slonovec zur Ausbeutung des Kaolins [2]) angelegt wurden, begutachtet hatte und zu dem Resultate gelangt ist, daß die hier auftretenden Kaoline ihre Entstehungsursache „in einer lokalen Zerstörung der feldspatführenden Grauwackensandsteine haben bei nachfolgender Abschlämmung und Ablagerung der feinen Bestandteile an günstigen Stellen, hier speziell in den beim Bruche der Schichten zwischen den einzelnen Schollen entstandenen Hohlräumen . . . Die oben aufgestellte Entstehungshypothese erklärt auch das ganz regellos wechselnde Auftreten der weißen, roten und gefleckten Tone, welche ihre Farbe jener des ursprünglich aus Grauwacken bestehenden Materiales entlehnen, das entweder bloß aus gröberen feldspatführenden Sandsteinen oder auch aus den häufig auftretenden Einlagerungen von

[1]) Brda heißt die südwestliche Fortsetzung des Klouček—Slonovecrückens.

[2]) Der hier gewonnene Kaolin wurde auch vom chemischen Laboratorium für Tonindustrie Prof. Dr. H. Seeger und E. Cramer (Berlin) auf seine technische Verwertbarkeit untersucht mit folgendem Befunde: „Soweit die eingesandte Probe maßgebend ist, ist die untersuchte Probe als ein hochfeuerfester Rohkaolin anzusprechen, der bei der Erzeugung feuerfester Produkte Verwendung finden kann. Der feinstgeschlämmte Kaolin ist außer zur Erzeugung feuerfester Produkte in der Papier- und Farbenindustrie zu gebrauchen. In der Steingut- und Porzellanfabrikation kann der Kaolin, da er nicht reinweiß brennt, nicht Verwertung finden."

eisenschüssigen und auch rot gefärbten Grauwackensandsteinschichten bestand". (Gutachten im Besitze der Herrschaftsdirektion Hořowitz.)

Südlich vom Komorskorücken wird die geologische Beschaffenheit des Gebietes etwas komplizierter und weniger deutlich. Etwas südlich des ehemaligen Weißen Hammers (Bilá huť) steht in einem ganz kleinen verlassenen Streinbruche in der Nähe eines seit Jahren umgestürzten Kreuzes ein dickbankiges, festes, grünlichgraues, quarzitisches Gestein an, in dessen Gefolgschaft Schiefer auftreten, die den *Paradoxides*-Schiefern vollständig gleichen, aber keine Fossilien enthalten. Das Streichen ist fast O—W, das Einfallen ganz wie bei den überlagernden Konglomeraten gegen NNW gerichtet mit einem Winkel von 25°. Im Liegenden dieser Schichtengruppe folgt dann ein heller harter Grauwackensandstein, dessen Schicht- und Kluftflächen mit einer braunen, leicht bröckligen Masse bedeckt sind. Der beste Aufschluß ist eine an der rechten Straßenseite in der Richtung von Čenkau gegen Hlubosch liegende, anscheinend früher als Schurfstelle benützte schachtähnliche Vertiefung. Auch hier ist das Einfallen übereinstimmend mit den oben erwähnten gegen NNW gerichtet. Der braune Überzug auf den Schichtflächen und den ehemaligen Schachtwänden erwies sich als ein toniger Brauneisenstein [1]). Im Liegenden dieser Sandsteine folgen wieder Schiefer, die den *Paradoxides*-Schiefern ähnlich sehen, aber ein etwas helleres Aussehen haben, dann wieder dickbankige Quarzite und harte Sandsteine. Die Reihenfolge der Schichten wird nun durch ein tiefes, enges Tal unterbrochen, das am S-Abhange von Komorsko bis gegen den NW-Rand des Höhenzuges Holý vrch und Provazec hinaufzieht. Die andere, also die südöstliche Talflanke, zeigt an der Straße wieder 5—15, auch 20 *cm* mächtige Bänke eines hellen, grauen Sandsteines mit dünnen hellgrünlichgrauen Schieferzwischenlagen. Die Schichten sind so gebogen, daß oben ein Einfallen von 40°, unten eines von 60° gemessen werden kann. Nun folgt noch eine Zone von Schiefern, die grünlichgrau bis gelblich sind und den *Paradoxides*-Schiefern wenig ähnlich sehen, mit härteren eingelagerten Bänken.

Diese Reihe von Schichten vom Weißen Hammer bis hierher, also hinter die Einmündung der Schlucht, findet sich weder bei Krejči noch bei Pošepný erwähnt. Nur eine kurze Bemerkung darüber gibt Lipold (l. c. pag. 429): „Unmittelbar vor den ersten Häusern von Čenkau [2]) bemerkt man die erste Zwischenlagerung von dunkelgraugrünen Schiefern in der Mächtigkeit von einem Klafter in den Grauwacken. Aber erst unterhalb Čenkau gegen Ginec zu stehen mit unzweifelhafter konkordanter Auflagerung auf den in Čenkau noch anstehenden ‚Přibramer Grauwacken' die dunkelgraugrünen, zum Theil schieferigen, zum Theil sandigen ‚Ginecer Schichten' mit Petrefacten im steilen Gehänge des rechten Bachufers

[1]) Diese und die weiteren chemischen Bestimmungen hat in liebenswürdigster Weise Herr Assistent Alfred Huyer im mineralogischen Institute ausgeführt, wofür ihm hier der beste Dank ausgesprochen sei.

[2]) Der Weiße Hammer gehört zur Ortschaft Čenkau und Lipold bespricht die Schichtenfolge von SO von Hlubosch aus.

an [1]) ..." Da Lipold von einer Mächtigkeit von einem Klafter spricht, so konnte er die Schiefer hier als Einschaltungen in der Schichtenreihe der Grauwackenkonglomerate ansehen. Da aber der Komplex von dem Kreuze beim Weißen Hammer bis über die Einmündungsstelle der engen Schlucht einheitlich zu sein scheint und die von Lipold angegebene Mächtigkeit weit übersteigt, kann man wohl nicht ohne weiteres von einer Einlagerung sprechen. Es sind mir von keiner Stelle, wo die *Paradoxides*-Schiefer in diesem Gebiete auftreten, in ihrem Gefolge quarzitische Gesteine von einer derartigen Beschaffenheit wie hier, bekannt geworden, die quarzitischen Zwischenlagen am Vostry und am Fuße des Pleschiwec bei Rejkowitz sind fast schwarz und erweisen sich im Bruche im allgemeinen als feiner zusammengesetzt. Dagegen kommen ähnliche Gesteinsbänke weiter südlich bei Hlubosch vor, von denen später die Rede sein wird.

Nach dem Ergebnisse der dortigen Beobachtungen möchte ich diese harten quarzitischen Gesteine und die hellen Sandsteine beim Weißen Hammer für ein Äquivalent der höheren Lagen der Třemoschnakonglomerate, die grünlichgrauen Schiefer aber für *Paradoxides*-Schiefer ansehen. Das ist freilich nur eine Annahme, für die vorläufig noch kein Fossilienbeweis vorliegt, aber derjenige, der das Auftreten unserer *Paradoxides*-Schiefer kennt, weiß auch, daß man an manchen Stellen oft lange suchen muß, bevor man ein fossilführendes Niveau findet.

Etwa 100 Schritte von da gegen Südosten, ist vor der Soukup-Mühle an der Straße wieder ein kleiner Aufschluß in der Lehne des Hořiceberges. Hier erscheint als das Hauptgestein ein hellgraues, sehr quarzreiches und hartes Konglomerat, das Zwischenlagen eines rötlichen Schiefers erkennen läßt. Der Aufschluß ist sehr klein und schlecht zugänglich, deshalb auch schwer zu überblicken, es scheint aber eine sehr steile Antiklinale und eine darauffolgende Synklinale vorzuliegen. Die übrige Lehne des Berges Hořice besteht aus den typischen grobkörnigen Třemoschnakonglomeraten, die gegen den Holý vrch hinstreichen. Nördlich vom Meierhofe Náves kann man an einer Stelle ein Einfallen gegen NNW (h 22) messen.

Die Konglomerate im Gehänge des Holý vrch zeigen mitten in der Gesteinsmasse rote Flecken, die sich stellenweise stark anhäufen, so daß alle Übergänge zu grob- und feinkörnigen roten Sandsteinen nachgewiesen werden können. Einzelne dieser besonders intensiv dunkelroten Gesteinsteile ergaben bei der chemischen Prüfung deutliche Reaktionen auf Rot- und Brauneisenstein. Der ganze Abhang des Hořiceberges und des Holý vrch ist von alten Schachtöffnungen durchfurcht. In dem Haldenmateriale einzelner derartiger Schächte liegen lose Konglomeratblöcke, die in ihrem Innern Hohlräume enthalten, ausgefüllt mit einer dunkelgrauen bis schwarzen Substanz.

[1]) Zur Zeit als Lipold seine Studien machte, scheint nur ein Teil der Schiefer aufgeschlossen gewesen zu sein, und zwar wahrscheinlich nur die knapp an der südöstlichen Flanke der Seitenschlucht anstehenden. Die übrigen verraten ihren schieferigen Habitus erst wenn man höher in die Lehne eindringt, die mit Gebüsch verwachsen ist.

Die chemische Untersuchung ergab, daß diese Zwischenlagen und Ausfüllungen aus Pyrolusit bestehen.

Die Schachthalden enthalten auch jene hellen gelben Schiefer, die überall das Auftreten der Eisenerze in der $Dd_1\beta$-Schichtenzone begleiten.

An der Straße gegen Hlubosch[1]) sind die Konglomerate noch einmal aufgeschlossen, und zwar in einem ganz neuen kleinen Steinbruche bei einer Kapelle, etwa im ersten Drittel der Straßenstrecke zwischen den Höhepunkten Kôte 415 und Kôte 439 nordwestlich von Hlubosch. Hier ist aber das Einfallen gegen SW gerichtet, mit einem Winkel von 45⁰, ein Zeichen, daß die Lagerung der Konglomerate des Hořiceberges nicht einheitlich ist.

Auch hier sind die Konglomerate von dünnen, rötlichbraunen und gelben Schieferzwischenlagen begleitet, wie man sie sonst nur auf den Halden der ehemaligen Schächte im Gebiete der $Dd_1\beta$-Schichten findet.

Die Fortsetzung des Hořicekonglomerates gegen SW bildet ein Teil der Höhe Krschov, östlich von der Ortschaft Dominikal-Pasek. Bei der Bek-Mühle (jetzt Hegerhaus) im Tale der Litawa treten diese Konglomerate zutage. Sie sind vorwiegend rötlich gefärbt, sehr fest und gegen NW geneigt. Der Neigungswinkel ist auch hier am Fuße des Aufschlusses größer als weiter oben im Gehänge, die Schichten sind hier gegen SO schwach gewölbt. An den entblößten Schichtflächen sind ausgedehnte Harnische zu sehen.

Im Liegenden dieses Konglomerates folgt nun eine Schichtengruppe, die nach den Verhältnissen, wie sie hier vorliegen, schwer in eine der Etagen eingereiht werden kann. Gleich hinter dem Konglomerataufschlusse ist die Lehne verrollt, aber man findet in dem Boden kleine Stückchen eines dunkelroten glimmerhaltigen Sandsteins. Darauf folgen grünliche, stark glimmerhaltige und darunter mattrote dünnblätterige glimmerige Schiefer mit harten, graugrünen Zwischenlagen. Die roten Schiefer und die roten Sandsteine kann man über den Krschowberg hinüber über die Straße Čenkau—Hlubosch bis auf den Abhang des Hořiceberges verfolgen, wo sie im Waldrande mit einem fast nördlichen Verflächen anstehen unter einem Einfallswinkel von 65⁰.

Die Schichten am Litawaufer bei der Bek-Mühle zeigen eine ähnliche Aufwölbung wie ihre hangenden Třemoschnakonglomerate, nur noch etwas deutlicher.

Auf die Schiefer folgt nun weiter gegen Süden eine Wechsellagerung dieser Schichten mit ungemein harten, graugrünen Quarziten, die an Mächtigkeit immer mehr zunehmen, bis sie bei der Brücke, die über die Litawa gegen das Bahnwächterhaus in Dominikal-Pasek führt, allein vorherrschen und die rotbraunen Schiefer nur ganz dünne Zwischenlagen bilden. Der Quarzit weist hier in der grünlichgrauen Grundsubstanz rote Flecke auf und enthält stark glimmer-

[1]) Die Ortschaft Hlubosch liegt südwestlich des Klein-Chlum und südöstlich des Krschow, wo die Straße von Čenkau und der Fahrweg vom Meierhofe Náves sich vereinigen.

haltige Lagen. Die einzelnen Quarzitbänke erreichen eine Mächtigkeit von 70—80 *cm*.

Auch diese Gesteine zeigen jene oben erwähnte Aufwölbung. Im steilen unzugänglichen Gehänge des Krschov scheint die Faltung noch stärker zu sein. Das Einfallen der Schichten ist wieder gegen N—NNW (h 22) gerichtet, der Einfallswinkel beträgt in den oberen Lagen 25°, unten etwa 45°.

Etwa 50 Schritte von der erwähnten Brücke gegen Südosten tritt dann ein Schiefer auf, der vollständig dem normalen, mattgrünen *Paradoxides*-Schiefer gleicht, aber trotz des stundenlangen Suchens ist keine Spur von einer Versteinerung zu finden gewesen. Diese Schichtengruppe ist hier etwa 6 *m* mächtig.

Die quarzitischen Schichten und diese Schiefer lassen sich auf den Gipfel des Krschovberges verfolgen, die Quarzite verschwinden dann, die grünen Schiefer setzen einen Teil des Nordwestabhanges des kleinen bewaldeten Hügels zwischen dem Berge Klein-Chlum und der Hluboscher Straße zusammen. Weiter gegen NO lassen sie sich nicht nachweisen.

Im Aufschlusse an der Litawa gehen diese Schiefer gegen das Liegende zu in solche über, die noch vorherrschend grünlich sind, aber große rote Flecken aufweisen und im Liegenden dieser folgen dann rote sandige Schiefer mit verschieden viel Glimmerbeimengungen, die dann dem ganzen Feldgebiete von Hlubosch die intensiv rote Farbe verleihen und an der Litawa fortwährend bis über Bradkowitz hinaus aufgeschlossen sind. In diese Schiefer sind stellenweise rote und gelbe weiche Sandsteine eingelagert.

Bei der Bradkowitzer Brücke, südlich von Dominikal-Pasek, außerhalb dieses Kartenblattes, unterbricht die Reihe der Schieferschichten eine harte Bank, die von einem hellen Sandstein mit ganz kleinen rostroten Punkten gebildet wird. Die Neigung dieser Bank und des Schiefers ist sehr steil, 65°—70° gegen NW. Am Wege von Bradkowitz nach Hlubosch wendet sich das Einfallen gegen O mit 55° und gleich darauf ist es gegen OSO (h 8) gerichtet mit 45°. Von da aus sind nur mehr rote Schiefer sichtbar, die durch den Bau der neuen Straße Bradkowitz—Pitschin, in einer weiten Erstreckung aufgeschlossen sind, nur sehr untergeordnet treten helle, harte Sandsteinbänke auf. Die Höhe, an deren Abhange diese Straße verläuft, trägt den größten Teil der Ortschaft Hlubosch. Bei Brunnengrabungen wurden hier im Orte in einer Tiefe von 24 *m* ganz mürbe, gelbe Sandsteine angetroffen.

Die große Mächtigkeit dieses ganzen Komplexes erklärt sich aus der wiederholten starken Einfaltung seiner Schichten. An der eben erwähnten Straße sind derartige Falten in großer Anzahl aufgeschlossen.

Der ganze O-Abhang des Krschowberges und das ganze Feldgebiet um den Meierhof Náves ist von diesen Schichten rot gefärbt.

Am Fuße des schon oben erwähnten bewaldeten Hügels zwischen Klein-Chlum und der Hluboscher Straße stehen dann wieder dunkelrotbraune feste Sandsteine an mit einem Einfallen gegen NNW (h 21), 35°. Die letzten Reste der Rotfärbung des Bodens lassen sich in diesem Gebietteile noch an der Waldstraße südlich des Höhen-

punktes 509 am SO-Abhange des Kuchynkarückens beobachten. Der Hügel Klein-Chlum nordöstlich von Hlubosch besteht wieder aus den festen, groben Třemoschnakonglomeraten, die sich von da aus gegen SW in einer Hügelreihe gegen die Orte Sadek und Obecnitz verfolgen lassen. Am Klein-Chlum beträgt der Einfallswinkel der fast nördlich verflächenden Konglomerate etwa 12°. Auch hier sind alte verlassene Eisenerzschächte in großer Zahl vorhanden. In dem Haldenmateriale einiger derselben, an der SW-Seite des Hügels, schon in der Nähe von Hlubosch, kann man die ersten Fundstücke von Diabas nachweisen, der die Schichten von da aus in südlicher Richtung gegen die Pitschiner Straße durchsetzt. Ähnliche, etwa N—S streichende Diabasgänge treten auch am Krschov und nordöstlich von Klein-Chlum auf, besonders gehäuft in der Umgebung der Ortschaft Bukova. Knapp vor dem Dorfe erscheinen schon in der Linie Schäferei südöstlich des Klein-Chlum bis gegen die Einschichte U Lesa nördlich Bukova die präkambrischen Přibramer Schiefer, hier bei Bukova mit Einlagerungen eines hell- bis dunkelrotbraunen Lydites. Der Schieferstreifen scheint hier sehr eng zu sein, denn SO von Bukova kommen bei der Einschichte Na Vršku wieder Konglomeratbänke zum Vorschein, die denen der Třemoschnastufe sehr ähnlich sind[1]).

Die Konglomerate des Klein-Chlum und des Hořiceberges sind zweifellos die Třemoschnakonglomerate. Auch die Konglomerate und Sandsteine bei der Bekmühle im Litawatale gehören demselben Horizonte an. Es handelt sich hier nur um die Identifizierung der Schichtengruppe im Liegenden dieser Sandsteine.

Krejčí erwähnt diese Schichtenreihe trotz ihres so in die Augen fallenden Auftretens sehr flüchtig[2]). In der Karte bezeichnet er das ganze Gebiet mit dem Zeichen der Třemoschnakonglomerate, nur legt er zwischen den Rücken Brdo — Slonovec — Klouček und den der Třemoschna eine Bruchlinie, deren Einwirkung auf die Gegend auch Pošepný und Hofmann bei der Begutachtung des Kaolinvorkommens nachweisen konnten.

Lipold verschweigt das Vorkommen vollständig, obwohl um die Zeit, als er die Monographie über das Eisensteinvorkommen verfaßte, noch der Erzbergbau betrieben wurde, ja auch noch der Bradkowitzer Hochofen in Tätigkeit war. Er beschränkt sich lediglich auf die Besprechung des gegen S anschließenden Gebietes von Deutsch-Pasek und beginnt erst mit der Beschreibung der Aufschlüsse wieder bei Čenkau.

Auch Pošepný war über das Alter dieser Schichtenreihe nicht im klaren. In seiner Besprechung dieses Gebietes heißt es[3]): „Bei

---

[1]) Um die Karte nicht sehr zu komplizieren, wurden die Lyditeinlagerungen und die Konglomerate SO von Bukova nicht ausgeschieden.

[2]) Krejčí und Feistmantel, l. c. pag. 18: Stellenweise entwickeln sich in diesen Grauwacken quarzitische Bänke, welche gänzlich der quarzitischen Grauwacke der Etage *D* gleichen. Auch rotgefärbte Grauwacken, ziemlich glimmerreich, dünnblätterig und deutlich geschichtet, treten in größerer Verbreitung auf, so namentlich im östlichen Teil des Gebietes von Hluboš gegen Kytin.

[3]) Archiv f. prakt. Geol., II. Bd., 1895, pag. 649 f.

dem jetzt verlassenen Reichentrostschachte und an verschiedenen Punkten bei Drahlin und Sádek trifft man nahezu horizontale, zuweilen schieferige, grünliche Sandsteine, welche oft an das Aussehen der Jinetzer Schiefer erinnern. An dem Kršov genannten Berge zwischen dem Hlubošer Bach und der Litavka finden sich feinkörnige Quarzite jener der Brdaschichten Dd_2 Barrandes ähnlich und von dem Gebirgsrücken Hošice (richtig Hořice), welcher sich in nordöstlicher Richtung gegen Pnovazec (richtig Provazec) hinzieht, Eisensteinhalden von unserer Eisensteinzone ähnlichen Gesteinen. Es gelang mir zwar nicht, diese petrographischen Analogien durch Petrefaktenfunde zu unterstützen, allein vielleicht können meine Nachfolger glücklicher sein und eine Einfaltung dieser höheren Schichtenglieder in den Sandstein auch durch Petrefakte nachweisen . . .

Oberhalb Dominikal-Pasek ist die südwestliche Fortsetzung des erwähnten Hořicer Eisensteinzuges durch einige Stollen und Schachthalden angedeutet, deren Erze seinerzeit in dem bestandenen Hochofen zu Bradkovic verschmolzen wurden."

In einer der Arbeit beigegebenen Karte 1:75.000 zeichnet Pošepný die Konglomerate bei der Bekmühle überhaupt nicht ein, einen Teil des zweifelhaften Schichtenkomplexes in ihrem Liegenden, und zwar nach den morphologischen Details der Karte zu schließen die harten Quarzite, die dunkelroten Schiefer sowie die Schichten, die den *Paradoxides*-Schiefern so ähnlich sehen, als Eisensteinzone Dd_1, den übrigen Teil, die große Masse der roten glimmerigen Schiefer bei Bradkowitz als Přibramer Sandstein (also Třemoschnaniveau). Er bezeichnet aber auch die Gesteine des Gipfels des Hořiceberges, des Holý vrch, des Provazec, des Malý vrch und Kuchynka, die Konglomerate gröbsten Kornes darstellen, ebenfalls mit der Signatur der Eisensteinzone, also als Dd_1.

Ich habe mir die Mühe genommen, habe alle Aufschlüsse der ganzen Erstreckung dieser „Eisensteinzone" besucht und die Gesteine mit denen der übrigen Etagen verglichen. Es läßt sich nicht leugnen, daß die Quarzite mit einigen Vorkommnissen der Etage Dd_2 eine Ähnlichkeit haben, trotz eifrigen Suchens konnte ich jedoch keine Spur einer Skolytusröhre entdecken, die ich bisher in den Aufschlüssen der Dd_2-Quarzite in diesem Gebiete oft nach kurzem Suchen feststellen konnte.

Ebenso ähnlich sind aber diese Quarzite den quarzitischen Zwischenlagen in den Dd_4-Schiefern, die auch stellenweise eine Mächtigkeit von 50—80 *cm* erreichen können (zum Beispiel im großen Hořowitzer Steinbruche an der Straße gegen Komorau). Dagegen besteht eine große Ähnlichkeit mit den oben erwähnten grünlichgrauen quarzitischen Zwischenlagen der Schiefer beim Weißen Hammer (Bílá huť) südlich von Čenkau. Weiter gleichen die mattdunkelroten dünnen Schieferzwischenlagen der dicken Bänke, den roten Schiefern, die ich im Liegenden des *Paradoxides*-Schiefers am Waldrande bei Höhepunkt Kôte 431, nördlich von Čenkau, fand. Die roten glimmerreichen Schiefer bei Bradkowitz enthalten, wie oben erwähnt, Sandsteineinschaltungen, die im hellen Grunde kleine, rostrote Flecke aufweisen. Derartige Sandsteine treten zum Beispiel bei Čenkau,

gegenüber der Kopáčov-Mühle im Steilufer der Litawa, im Liegenden des *Paradoxides*-Schiefers und in dem von Jahn beschriebenen Profil an der Eisenbahnbrücke bei der Jinetzer Brettsäge auf. Das alles würde auf die höheren Schichten der Třemoschnakonglomerate hindeuten.

Was endlich den roten Schiefer betrifft, so ist ihm eine gewisse entfernte Ähnlichkeit mit den roten Schiefern $Dd_1\alpha$ nicht abzusprechen. Doch ist der Zusammenhang dieser hier so mächtig entwickelten Schiefer mit den Sandsteinen der Třemoschnakonglomerate aus dem weiteren Streichen der roten Schiefer ersichtlich. In der weiteren nordöstlichen Fortsetzung verlieren sie sich, wie wir oben sahen, beim Meierhofe Naves, und sind nur an einer Stelle noch an der starken Rotfärbung des Bodens nachzuweisen. Weit ab von dieser Stelle erscheinen sie plötzlich in einzelnen Aufschlüssen, so an der Straße beim Forsthause Trnova westlich von Dobřisch, dann am Fahrwege südlich vom Forsthause Fürstenbrunn am Südostabhange der Hřebeny und lassen sich, wie ich mich anläßlich einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. E. Nowak überzeugen konnte, von da bis in den Ort Kytin bei Mnischek verfolgen. Im übrigen verweise ich auf seine bald erscheinende Arbeit über das benachbarte Gebiet.

In dieser Aufschlußreihe werden die Schiefer immer untergeordneter und der Sandstein, der vollständig dem am Wege Bradkowitz—Hlubosch anstehenden gleicht, nimmt an Mächtigkeit zu, so daß die Schiefer dann nur noch als Zwischenlagen anzusehen sind. Interessant ist auch die Tatsache, daß weit im SW von Dominikal-Pasek aber im Streichen desselben Schieferkomplexes im Gebiete der höchsten Erhebung dieses Brdyrückens Tok (857 *m*) beim Forsthause Klobouček in der Nähe der Ortschaft Obecnitz mitten im Walde graubraune Schiefer innerhalb der groben Třemoschnakonglomerate in einer geringen Mächtigkeit vorkommen. Die dunkelroten Sandsteine, die am bewaldeten Hügel zwischen Klein-Chlum und der Hluboscher Straße anstehen, sind wiederum dieselben, die oberhalb Čenkau gegen die Komorskostraße den erwähnten Felsgrat in seinem oberen Teile eine Strecke weit bilden. Was endlich die hellen, gelblichen und rötlichen Schiefer betrifft, die in den alten Schachthalden des Hořiceberges gefunden werden und die den Gesteinen der Eisensteinzone $Dd_1\beta$ so ähnlich sehen, so bemerke ich, daß dieselben Schiefer auch als Zwischenlagen zwischen den Konglomeratbänken im Aufschlusse bei der Soukup-Mühle und bei der Kapelle an der Hluboscher Straße auftreten.

Welche von den Schichten seinerzeit das Eisenerz enthielt, ist heute schwer festzustellen. Pošepný, der noch einen der Schächte knapp vor seiner Auflassung befahren hatte, fand [1]), daß er vorwaltend in einen feinkörnigen, mit 20° nach W einfallenden Sandstein getrieben ist. Die eine Schachtöffnung an der Straße Čenkau—Hlubosch beim Weißen Hammer entblößt einen hellgrauen, feinkörnigen Sandstein, dessen Schicht- und Kluftflächen, wie oben erwähnt wurde, einen Überzug eines stark tonigen Brauneisensteins aufweisen. Be-

[1]) Archiv f. prakt. Geologie. II. Bd., 1895, pag. 649.

rücksichtigt man nun auch noch den Umstand, daß in den Konglomeratbrocken des Hořice Rot- und Brauneisenstein nachgewiesen werden konnte, so ist der Schluß gerechtfertigt, daß das Konglomerat oder seine lokale Ausbildung, der helle Sandstein, das seinerzeit abgebaute Eisenerz enthielt. Damit steht auch die Beobachtung im Einklange, daß ich heuer am Gipfel des Beran bei St. Benigna an einer breiten Kluftfläche der Konglomerate ein ganzes Stück eines Erzes fand, das sich bei der chemischen Prüfung als Brauneisenstein erwies.

Aus all dem vorher Gesagten geht hervor, daß diese vom Krschovberge bis über Bradkowitz aufgeschlossene Schichtenreihe ein Äquivalent der kambrischen Konglomeratschichten darstellt und im Vergleiche mit dem Jinetzer Vorkommen vielleicht mit dem höheren Niveau der Třemoschnakonglomerate als unmittelbarem Liegenden des *Paradoxides*-Schiefers in Parallele gestellt werden kann. In diese Schichtengruppe sind hier vielleicht auf eine ganz kurze Erstreckung hin auch noch Teile der *Paradoxides*-Schiefer mit eingefaltet.

Tektonischer Teil.

Die Erklärung der Tektonik des besprochenen Gebietes lag bis zur jüngsten Zeit sehr im argen. Die Deutungen der Profile bei Krejči leiden an zwei Fehlern, der eine ist die damals noch unvollständige geologische Kartierung und der zweite die unrichtige Identifizierung der einzelnen Schichtengruppen. Wir finden bei Krejčí das ganze Gebiet südöstlich der Eisensteinzone von St. Benigna, Kvaň, Giftberg als einheitliche Třemoschnakonglomeratmasse in der Karte eingetragen. Über die Tektonik finden wir dabei nur sehr allgemeine Bemerkungen. So spricht er über die orographische Gliederung in eine Anzahl von NO streichenden Bergrücken und fügt dann hinzu (pag. 15 f.): „Diese orographische Konfiguration entstand offenbar durch Zersprengen und einseitige Hebung der ehedem horizontal abgelagerten Konglomeratschichten nach nordöstlich verlaufenden Bruchlinien, deren Ursache man einerseits in den weit ausgedehnten Granitmassen von Mittelböhmen, anderseits auch in den Porphyr- und Grünsteinmassen suchen kann, welche am Beginn der Silurperiode im Bereiche ihrer Sedimente aus dem Erdinneren hervordrangen“. Weiter (pag. 18 und 19): „Durch gegenseitige Verschiebungen und wiederholte Aufstauungen der später zertrümmerten und aufeinandergeschobenen Schichten erscheint die Mächtigkeit an vielen Berglehnen viel größer, aber überall, wo die Gesteinsbänke ruhiger gelagert sind, kommt man zu der Überzeugung, daß die eigentliche Mächtigkeit doch viel geringer ist als es nach dem ersten Anblick der Felsmassen den Anschein hat. Der größte Teil des Terrains ist mit zertrümmertem Gestein bedeckt, so namentlich die Berglehnen, und nur an einigen Kuppen und Abhängen und in den Tälern und Schluchten mit steileren Felsen sieht man festes, anstehendes Gestein. Das Konglomerat- und Grauwackenmateriale ist nämlich zu spröde und brüchig und wurde schon bei den ersten Hebungen in einzelne Schollen zersprengt, während das weichere Schiefergestein in der Nähe des

größten Druckes Faltungen und Biegungen bildet, die man im Konglomeratterrain gänzlich vermißt".

Der zweite Fehler, der die Deutung der Profile wesentlich beeinflußt, ist die unrichtige Parallelisierung der Schichten. In dieser Beziehung ist es zum Beispiel ganz unrichtig, die Konglomerate und die mit ihnen zusammenhängenden Sandsteine bei Křesin als $Dd_1\alpha$ zu deuten. Diese Gesteine sind von den übrigen des benachbarten Beranecberges gar nicht verschieden. Durch die falsche Parallelisierung, zu der noch hier die ganz unrichtige Eintragung ihrer Lagerung in das Profil dazukommt, ergab sich dann die Behauptung: es lägen hier auf dem *Paradoxides*-Schiefer zwei isolierte Schollen der $Dd_1\alpha$-Schichten, eine Behauptung, die in die spätere Literatur mithinübergenommen wurde.

Auch ist, wie schon oben erwähnt wurde, das Konglomerat im Hangenden der *Paradoxides*-Schiefer am Vystrkovberge bei Welkau nicht das $Dd_1\alpha$, sondern Třemoschnakonglomerat, ebenso wie das Konglomerat im Hangenden dieser Schiefer bei der Eisenbahnbrücke [1]) bei Jinetz nur die Fortsetzung dieser Schichten am Vystrkov bildet. Lipold [2]) bezeichnet sogar noch die südwestliche Fortsetzung dieses Konglomeratzuges, den Koniček — Hřebenrücken, als $Dd_1\alpha$.

Katzer [3]) hält sich im allgemeinen an die Deutung Krejčís.

Erst Pošepný [4]) wies durch seine detaillierten Aufnahmen eine Einlagerung von *Paradoxides*-Schieferstreifen zwischen den Konglomeratrücken nach.

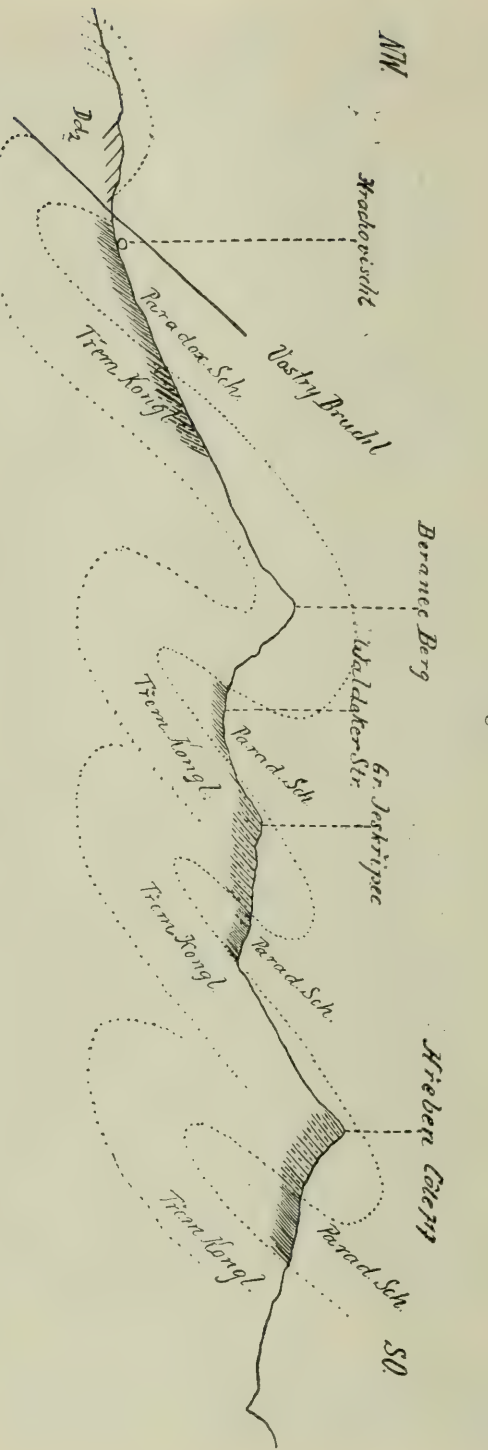
Die Erklärung dieser Erscheinung gibt Pošepný nur in allgemeinen Umrissen und spricht nur von „drei nordöstlich streichenden Verwerfungsklüften", in denen die Jinetzer Schiefer eingeklemmt sind. Wie er sich dies vorgestellt hat, gibt ein Profil wieder (l. c. Tafel VI, Fig. 37) vom Litawafluß im Gebiete von Přibram aus über den Brdarücken, von Hřeben — Koniček — Jeskřipec und Beranec bis zum Giftberge bei Komorau. Die ungleiche Überhöhung macht dieses Profil, rein orographisch genommen, etwas ungenau. Auch geologisch sind diese „eingeklemmten" Schieferpartien nicht ganz einwandfrei dargestellt. So reichen die Schiefer beim Koničekrücken in Wirklichkeit bis nahe an den Gipfel und auch die Partie zwischen Beranec und Jeskřipec verbreitert sich nicht auf die Seite des Jeskřipec, sondern umgekehrt.

Um genau vorzugehen, habe ich dasselbe Profil (Fig. 2) genau nach den Isohypsen der Originalaufnahme 1 : 25.000 gezeichnet, nur mit einer größeren Überhöhung, so daß die steilen Rücken des Hřeben und Beranec besser zum Ausdrucke kommen. Die Třemoschnakonglomerate habe ich nur dort mit einer Signatur versehen, wo sie wirklich anstehen. Nur an der NW-Seite des Beranec habe ich sie signiert, obwohl sie im Profilschnitte nicht anstehend angetroffen wurden, aber etwas weiter NO davon bei Křesin, ein Aufschluß, der

---

[1]) Jahn, Exkursionen, pag. 41 f.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863.
[3]) Geologie von Böhmen.
[4]) Archiv f. prakt. Geol., II., 1895.

Fig. 2.



Profil zwischen den Quarzitklippen an der Vostry-Bruchlinie bei Hrachowischt über Beranec, Jeskřipec und Hřeben.

Längenmaßstab 1:25.000 etwas überhöht.

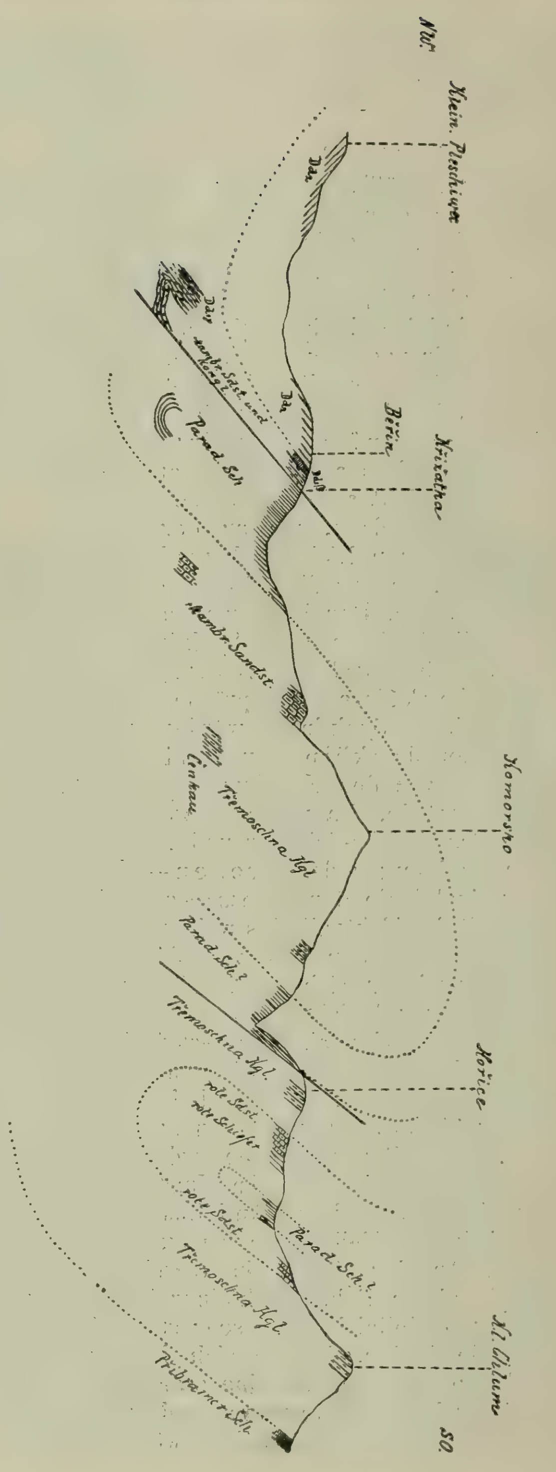
morphologisch und geologisch zum Beranecabhang gehört. Das Einfallen des *Paradoxides*-Schiefers wurde nur bei Hrachowischt direkt gemessen; die anderen Vorkommnisse enthalten ihn aber auch anstehend.

Diese regelmäßige Wiederholung derselben Schichtenglieder läßt auf eine Regelmäßigkeit in der Tektonik schließen. Eine gleichmäßige natürliche Überlagerung ist ausgeschlossen, da einmal die Konglomerate älter, im anderen Falle wieder jünger sein müßten als die *Paradoxides*-Schiefer. Eine so regelmäßige „Einklemmung" von Schiefern an einer Bruchlinie mit nur gehobenen und gesenkten Schollen, wie vielleicht Pošepný sich das vorstellte, ist kaum anzunehmen. Wenn wir noch berücksichtigen, daß an der Vostrybruchlinie im Hangenden der *Paradoxides*-Schiefer wieder Konglomerate folgen, so ist wohl die Erklärung dieses Profiles die einfachste, hier eine mehrfache Auffaltung der Schichten in schiefen oder liegenden Isoklinalfalten anzunehmen, aus denen sich dann eventuell Überschiebungen leicht ableiten lassen.

Es entspräche dann, um an der Bruchlinie zu beginnen, das Konglomeratvorkommen NW von Hrachowischt dem Beginne der ersten Synklinale, in der die *Paradoxides*-Schiefer am NW-Abhange des Beranec liegen. Der Beranec selbst wäre ein Teil der darauffolgenden Antiklinale. Die nächste Synklinale enthielte den *Paradoxides*-Schieferzug von der Straßenverzweigung bei Waldek gegen Krejčowka. Der Jeskřipec entspräche dann der zweiten Antiklinale und in der dritten Synklinale würden sich dann die *Paradoxides*-Schiefer zwischen Jeskřipec und Hřeben befinden, während die dritte Antiklinale von den Konglomeraten des Hřeben—Koničekzuges gebildet würde. Da wir auch weiter noch einen regelmäßigen Wechsel von *Paradoxides*-Schiefer und Konglomeraten vor uns haben, so läge der Schieferzug des Hřeben—Koniček—Vystrkov in einer vierten Synklinale der Třemoschnakonglomerate.

Wie es mit der Tektonik des weiteren Gebietes im SO des großen *Paradoxides*-Schiefervorkommens von Jinetz beschaffen ist, das ist schwerer nachzuweisen. Sicher ist, daß wir auch da keinen Komplex einheitlich gelagerter Schichten vor uns haben, sondern daß auch hier Faltungen auftreten. Wir haben im deskriptiven Teile das verschiedene Verflächen der Konglomerate des langen Rückens Brdo — Slonovec — Klouček besprochen: Im Tale bei Welkau 35°, an der Lehne südwestlich Královka 20° und oben am Kamme des Klouček 15°, ja sogar 10°. Diese Beobachtungen fordern geradezu die Legung einer Antiklinale heraus. Es ist nur ein Umstand zu bedenken: entspricht dieser ganze Höhenzug einer Antiklinale oder sind es vielleicht gar zwei. Im deskriptiven Teile habe ich auf eine Beobachtung aufmerksam gemacht. An der Straße in Čenkau, etwa in der Höhe der Schule, tritt in einem Felde ein kleiner Aufschluß zutage, dessen Konglomeratschichten vielleicht eine sehr stark liegende Falte mit parallelen Schenkeln bilden. Würde sich das bewahrheiten, dann hätten wir zwei Falten vor uns, die eine zwischen Welkau und dem Beginne der Schlucht von Vranova und die zweite, die eigentliche Kloučekhöhe. Für diese Annahme würden auch die Beobachtungen

Fig. 3.



Profil vom Südabhange des Kleinen Pleschiwec bei Jinetz zum Südfuße des Klein-Chlum zwischen Pitschin und Hlubosch.

Längenmaßstab ca. 1 : 50.000 sehr überhöht, bei der Jinetzer Brücke stark detailliert.

auf dem rechten Litawaufer sprechen. Dort haben wir südlich vom Weißen Hammer, also im scheinbaren Liegenden der echten grobkörnigen Třemoschnakonglomerate Gesteine gefunden, die den quarzitischen Zwischenlagen des Schichtenkomplexes bei der Bek-Mühle am Berge Krschov am ähnlichsten waren. Mit diesen vereinigt waren Schiefer, die trotz des Fehlens von Fossilien am ehesten mit den *Paradoxides*-Schiefern zu parallelisieren sind. Dieser Umstand würde also für eine Einfaltung dieses jüngeren Schichtengliedes in die älteren Konglomerate sprechen, denn der Hořiceberg und ein Teil der Gesteine bei der Bek-Mühle entsprechen dem Třemoschnaniveau. Freilich ist hier die Lagerung trotzdem noch kompliziert, da ja der Hořiceberg für sich keine einheitliche Lagerung der Konglomerate zeigt. An der Straße bei der Soukup-Mühle sind die Konglomerate eng gefaltet und bei der Kapelle N von Hlubosch ist das Verflächen gar gegen SW gerichtet, die bei der Bek-Mühle, deren Verbindung mit denen des Hořiceberges auch im Terrain markiert ist, fallen wieder nach NW. Hier geht sicher eine große Störungslinie hindurch. Wenn wir nun weiter nach SO gehen, so haben wir oben bei der Besprechung der Verhältnisse des Krschov die Schichten, besonders die roten Schiefer, stark aufgefaltet gefunden. Da wir diese Schichten mit dem hangenden Teil des Třemoschnaniveaus parallelisieren konnten und in ihnen einen Horizont fanden, der in allem bis auf die Fossilführung den *Paradoxides*-Schiefern gleicht und da in ihrem Hangenden und Liegenden echte Třemoschnakonglomerate auftreten (im Hangenden die bei der Bek-Mühle, im Liegenden die des Klein-Chlum bei Hlubosch), so liegt hier augenscheinlich eine weitere Synklinale vor, in der diese Schichten eines höheres Horizontes der Konglomerate und untergeordnet auch die *Paradoxides*-Schiefer darin stecken (Fig. 3).

Wir haben anfangs gesehen, daß die Höhenzüge, die den Konglomeratzügen entsprechen, gegen SW konvergieren. Natürlicherweise müssen, wenn die Ansicht einer durch Faltung erzeugten Überschiebung richtig ist, auch hier dafür Anhaltspunkte vorliegen.

Da die Faltenzüge konvergieren, also das Gebiet, das sie einnehmen eine geringere Breitenausdehnung hat, müssen sie im SW näher aneinandergeschoben sein. Endlich müssen auf der Erdoberfläche die Schiefer in den Synklinalen verschwinden, da die entgegengesetzten Flügel zweier benachbarter Konglomeratfalten aneinandergrenzen (Fig. 4). Wir sehen das auch bestätigt, denn die *Paradoxides*-Schieferzüge werden nach SW immer schmäler, die Konglomeratzüge rücken immer näher aneinander, bis die Schiefer verschwinden und die Konglomeratantiklinalen an- und übereinandergeschoben erscheinen.

Bei Čihadlo nordöstlich St. Benigna werden durch eine Biegung des ersten Antiklinalzuges, der Verlängerung des Beraneсrückens, die in der Synklinale befindlichen *Paradoxides*-Schiefer wieder freigelegt.

Der Verlauf der Falten gegen NO rechtfertigt gleichfalls die obige Annahme. Die erste Antiklinale des Beranec wird gegen NO immer niedriger. Sie fällt von 660 *m* bis gegen 400 *m* und taucht unter die jüngeren *Paradoxides*-Schiefer bei Křesín—Hejdov unter,

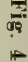


Fig. 4.

Profil vom **Fuße** des Ivina-Berges im Tale des Jalový-Baches zur Straße St. Benigna—Přibram unter dem **Hejlov-Berge.**

Längenmaßstab 1:25.000 etwas überhöht.

die dann bei Rejkowitz selbst antiklinal aufgefaltet sind. Die Falte des Jeskřipec, die etwas schwächer hervortritt, findet ihre Fortsetzung in den zwei Konglomeratstreifen, die den Diabas gegenüber der Chramostamühle S von Rejkowitz bei der Jinetzer Schäferei flankieren [1]) und hat vielleicht hier auch an Steilheit etwas eingebüßt, da der Teil bei Eugenov samt dem *Paradoxides*-Schieferzuge der Höhe der Schäferei schon den südöstlichen Flügel bildet. (Der *Paradoxides*-Schiefer hat ein Verflächen von 35° gegen SO.) Auch dieser Zug hat sich von 621 *m* bis etwa auf 400 *m* gesenkt und verschwindet in der gegenüberliegenden Lehne. Vielleicht stellen die losen Konglomeratfindlinge im Walde östlich der Podjinecký-Mühle seinen letzten Rest vor, denn gleich darüber folgen Bruchstücke von $Dd_1\alpha$.

Der Schieferzug des Beranec von der Waldeker Straße verliert sich gegen NO, weil die Konglomeratfalten hier weiter auseinanderlaufen und die Schiefer der Erosion schutzlos anheimfielen, das betraf auch die Schiefer des Jeskřipec. In beiden Fällen ist in der nordöstlichen Verlängerung der Schieferzüge je ein tiefes Tal eingeschnitten. Das eine Mal ist es das Tal von Krejčowka gegen die Einschichte Sýkorka ins Tal von Wohrazenitz und bei dem zweiten erstreckt sich vom Südabhange des Kleinen Jeskřipec ein Tal bei Karlshof vorbei gleichfalls gegen Wohrazenitz. Pošepný zeichnet hier in diesen Tälern noch den *Paradoxides*-Schiefer ein, dieser ist aber trotz der größten Mühe und Peinlichkeit beim Beobachten in keinem der beiden Täler nachzuweisen. Er liegt vielleicht bei Sýkorka unter der hohen Lehm- und Schotterdecke, die stellenweise über 3 *m* mächtig wird, bei Karlshof fehlt er vollständig.

Der letzte Schieferzug des Hřeben—Koniček—Vystrkov verbreitert sich analog der Divergenz der Faltenzüge gegen NO, bildet die an Versteinerungen so reiche Lehne des Vystrkov und am rechten Ufer der Litawa die Lehne von Běřin, Vinice genannt, läßt auch als unmittelbares Liegendes die kambrischen Sandsteinschichten bei der Kopáčov-Mühle erkennen, die sonst während der ganzen Erstreckung der Falten nicht zu beobachten waren. Daß der *Paradoxides*-Schiefer unterhalb Beřín nur durch eine synklinale Faltung so mächtig erscheint, hat schon Jahn nachgewiesen. Diese Beobachtung ist für die oben erwähnte Auffassung sehr wichtig, da sie das einzigemal wirklich die Synklinale des Schiefers zeigt und für die Richtigkeit der oben erwähnten Ansicht vom Vorhandensein der liegenden Isoklinalfalten spricht. Der Konglomeratzug im Hangenden dieser Schiefer bei der Eisenbahnbrücke gegenüber der Jinetzer Brettsäge ist ein Teil der Fortsetzung des Konglomeratzuges Hřeben—Koniček—Vystrkov.

Freilich sind diese Auffaltungen nicht ohne Brüche und Schichtenverschiebungen vor sich gegangen. Darauf weisen schon die Harnischflächen am Hejlov und am Krschov hin. Eine derartige Dislokationslinie geht durch den oben erwähnten Aufschluß bei der Eisenbahnbrücke von Jinetz, eine zweite verläuft wohl in der Lehne östlich von Křesín und eine dritte wurde durch die Kaolinlagerstätten am Slonovecrücken aufgedeckt.

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910. Karte.

Durch das Vorhandensein von gebogenen Konglomeratbänken bei Krschov und Heinrichfels, durch den Nachweis der gefalteten harten Konglomeratschichten bei der Eisenbahnbrücke bei Jinetz und durch das Auffinden einer von Konglomeraten gebildeten Antiklinale bei der Soukup-Mühle an der Straße Čenkau—Hlubosch verliert die Ansicht Krejčís an Richtigkeit, daß bei dem Beginne der Bewegungen in der Erdkruste die Konglomerate ungefaltet in eine Anzahl von Schollen zerbrechen mußten.

Ist die hier niedergelegte Ansicht über eine Folge von schiefen oder liegenden nach SO geneigten Isoklinalfalten richtig, dann sind sie auf einen von NW also vom „Mulden"inneren gegen den „Mulden"-rand gerichteten Schub zurückzuführen.

Sehen wir uns die weitere Umgebung dieses Gebietes an, so ist auch der Pleschiwec eine Antiklinale, analog der der *Paradoxides*-Schiefer an seinem Westfuße, die Schichtenstörung bei der Jinetzer Eisenbahnbrücke macht sich in der engen Antiklinale im Quarzitsteinbruche bei Křižatka bemerkbar. Wenn wir noch weitergehen, entspricht wenigstens einem Teile der Pleschiwecantiklinale der Hügel Chlumek[1]) bei Behčin, dessen Schichten (Dd_4) im Hofe eines Hauses seinerzeit aufgeschlossen waren und eine steile, in der Mitte gebrochene Antiklinale mit einer folgenden kleineren zweiten Antiklinale darstellen. In der Verlängerung der Achse des Chlumek finden wir in der flachen Ebene knapp südöstlich von Hostomitz beim Meierhofe Lschtěn eine regelrechte Antiklinale der Dd_4-Schiefer, während der Berg Schiberna[1]) nur deren Südostflügel aufschließt. Damit ist auch ein Hinweis auf das Alter dieser Schichtenbewegung gegeben. Sie kann nicht vor der Ablagerung der Dd_4-Schiefer erfolgt sein, also nicht vor dem Ende des Untersilurs, wahrscheinlich aber noch viel später.

Zusammenfassung.

1. Die bedeutende Mächtigkeit der Konglomerate und die Breite des von ihnen eingenommenen Gebietes ist bedingt durch eine mehrfache Auffaltung derselben.

2. Die Falten sind schiefe oder liegende Isoklinalfalten, die gegen SO geneigt sind.

3. Sie sind also auf einen von NW gegen SO gerichteten Schub zurückzuführen.

4. In den Faltenmulden sind die miteingefalteten jüngeren *Paradoxides*-Schiefer erhalten geblieben.

5. Die Faltenzüge konvergieren gegen SW und sind hier aneinandergeschoben.

6. Stellenweise gehen aus den Falten Überschiebungen hervor.

7. Die Faltung macht sich noch in den jüngeren Schichten (Dd_4) bemerkbar, also ist ihre Entstehung nicht vor das Ende des Untersilurs zu datieren.

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 323 ff.

Tafel XXIII (I).

F. Toula:
Geologisch-paläontologische Beobachtungen in Westbosnien.

Erklärung zu Tafel XXIII (I).

Fig. 1. *Ptychites megalodiscus Beyr. sp.* Innere Windungen von Točilo do Vedošica.
Fig. 2. *Ptychites reticulatus n. f.* von Peći. Innere Windungen.
Fig. 3. *Ptychites opulentus Mojs.* von Peći. (*Ptychites Studeri-opulentus.*)
Fig. 4. *Ptychites Studeri v. Hau.* von Peći.
Fig. 5. *Ptychites Skakići n. f.* aus dem Točilo do Vedošica. Flankenansicht und Querbruch.
Fig. 6. *Arcestes spec.* (Vielleicht eine neue Form.) Peći.
Fig. 7. *Ceratites* (*Halilucites*) *aff. rusticus v. Hau.* von Duler.
Fig. 8. *Ceratites cf. lennanus Mojs.* von Peći.

Die Originale zu Fig. 1—8 befinden sich in der Sammlung der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien.

Tafel XXIV (II).

F. Toula:

Geologisch-paläontologische Beobachtungen in Westbosnien.

Erklärung zu Tafel XXIV (II).

Fig. 9. *Ptychites flexuosus Mojs.* aus dem Točilo do Vedošica. Flache Form mit an *Pt. flexuosus-acutus* erinnernder schmaler Externseite. Flankenansicht und von vorn.

Fig. 10. *Tirolites cassianus Quenst. — angustilobatus Kittl* von Duler. Oberer Werfenerschiefer-Horizont.

Fig. 11 und 12. *Congeria Drvarensis n. f.* aus den Congerienschichten von Drvar.

Die Originale zu Fig. 9—12 befinden sich in der Sammlung der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien.

Tafel XXV (III).

F. Toula:
Geologisch-paläontologische Beobachtungen in Westbosnien.

Erklärung zu Tafel XXV (III).

Fig. 13. *Ceratitee Kittli n. f.* aus der Formengruppe des *Cer. subnodosus Mojs.* von Kittls Fundstelle Pečenči II (*P''*).

Fig. 14. *Gymnites Pećiensis n. f.* Gekammertes Steinkernbruchstück.

Fig. 15. *Gymnites Pećiensis n. f.* Steinkern mit Teilen der Wohnkammer.

Fig. 16. *Ptychites flexuosus Mojs. var.* Man vergleiche auch die Textillustration.

Fig. 17. *Ptychites Studeri v. Hau. — flexuosus Mojs. var.*

Fig. 18. *Ceratites aff. bosnensis v. Hau.* Vielleicht eine neue Form. (Fig. 18 *a*. Die nächst vorhergehende Windung nach einem Guttapercha-Abdruck.)

Fig. 19. *Atractites sp.* Vielleicht eine neue Form. Von Kittls Fundstelle Pečenči II (*P''*).

Die Originale von Figur 14—18 stammen von Kittls Fundstelle Pečenči I (*P'*).

Die Originale der Figuren 13—19 befinden sich in der Sammlung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums. (Geol.-paläont. Abteilung.)

Tafel XXVI.

P. Oppenheim:
Fauna des Konglomerats von Zdaunek bei Kremsier.

Erklärung zu Tafel XXVI.

Fig. 1. *Cyathoseris raristella Oppenh.* Zdaunek.
Fig. 2. *Ostrea (Gryphaea) Katzeri Oppenh.* Linke Klappe. Nikolič-Häuser.
Fig. 3. „ *(Gryphaea) Katzeri Oppenh.* Rechte Klappe. Zdaunek.
Fig. 4. *Astraeopora perexigua n. sp.* Zdaunek.
Fig. 5. „ *perexigua n. sp.* Anderes Exemplar mit aufsitzender Einzelkoralle. Zdaunek.
Fig. 6. *Astraeopora perexigua n. sp.* Kelche vergrößert. 3:1. Zdaunek.
Fig. 7. *Favia profunda Reuss.* 3:1. Zdaunek.
Fig. 8. „ *profunda Reuss.* Natürliche Größe. Zdaunek.
Fig. 9. *Lobopsammia cariosa Goldfuss.* Zdaunek.
Fig. 10. „ *cariosa Goldfuss.* Zdaunek.
Fig. 11. „ *cariosa Goldfuss.* Zdaunek.
Fig. 12. „ *cariosa Goldfuss.* Vergrößerung der Rippen und ihrer synaptikulärer Verbindungen.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel, mit Ausnahme derjenigen zu Fig. 2, welche der Kollektion Oppenheim angehört, befinden sich in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Tafel XXVII.

G. Schlesinger: Elephas planifrons Falc.

Erklärung zu Tafel XXVII.

Elephas (Archidiscodon) planifrons Falc.

Letzter unterer linker Molar ($M_{\overline{3}}\,l$) mit $8\underline{+2}$ Jochen; die beiden vordersten fehlen.

Fundort: Schotter der Laaerbergterrasse bei der Ziegelei „Löwy" (früher „Rudolfsziegelöfen") am Laaerberg, Wien XI.

Horizont: Mittelpliocän, Terrasse vom Laaerberg.

Ansicht von der Kaufläche; natürliche Größe.

Original im Wiener Hofmuseum.

Tafel XXVIII.

G. Schlesinger: Elephas planifrons Falc.

Erklärung zu Tafel XXVIII.

Elephas (Archidiscodon) planifrons Falc.

Letzter unterer linker Molar mit x $8\underline{+2}$ Jochen; die beiden vordersten fehlen.

Fundort: Schotter der Laaerbergterrasse in der Ziegelei „Löwy" (früher „Rudolfsziegelöfen") am Laaerberg, Wien XI.

Horizont: Mittelpliocän, Terrasse vom Laaerberg.

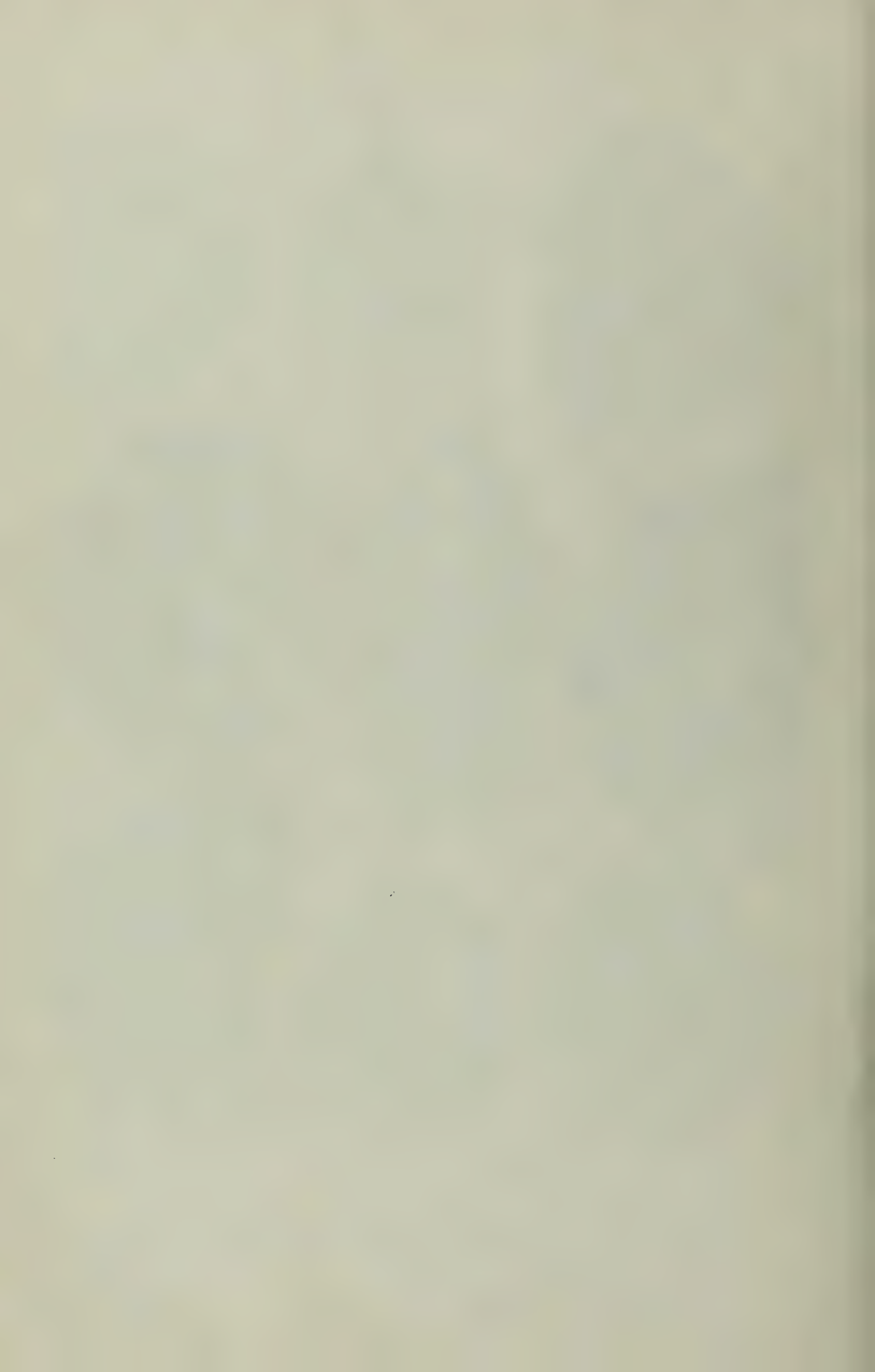
Ansicht von innen; natürliche Größe.

Original im Wiener Hofmuseum.



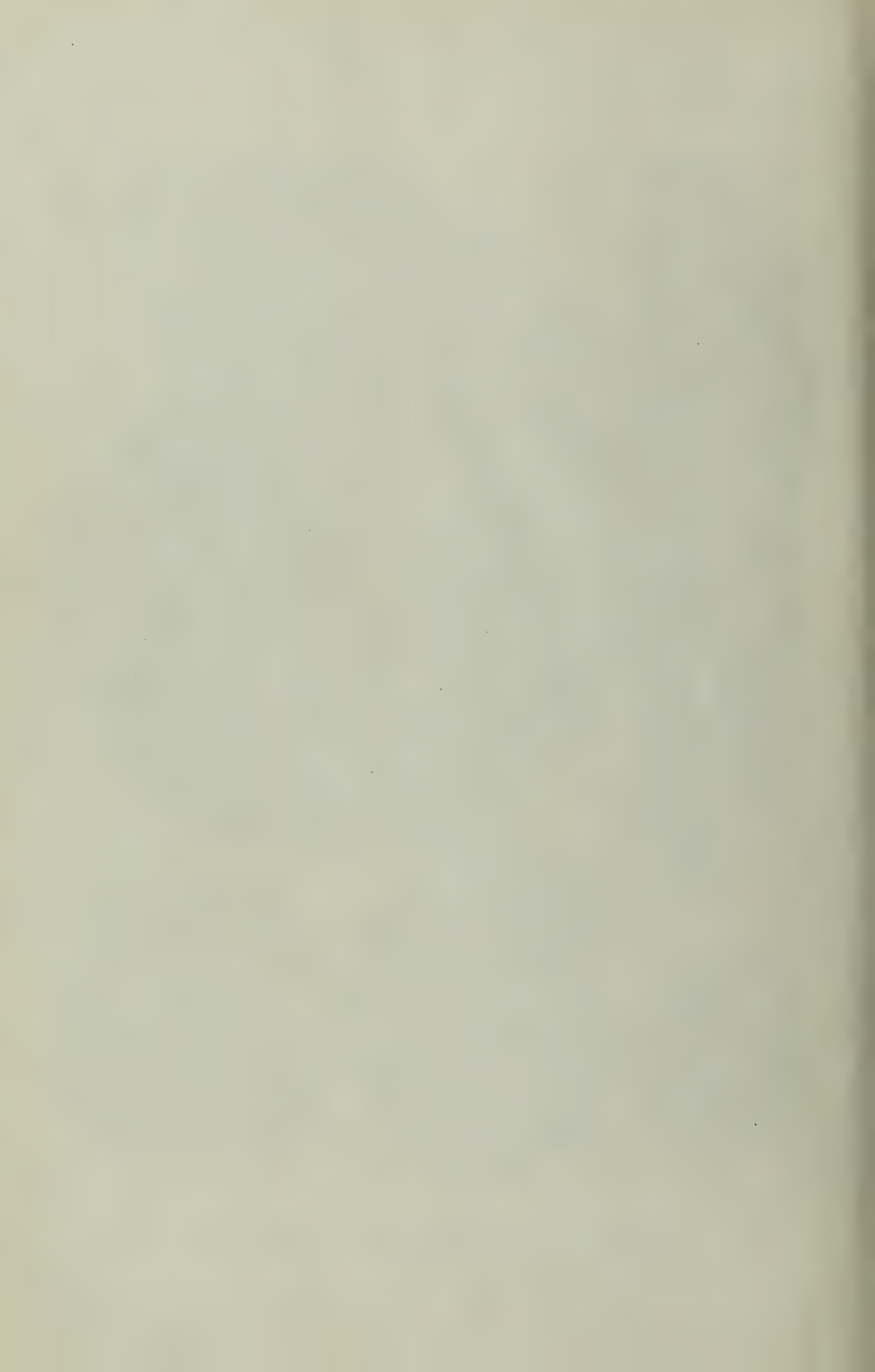
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

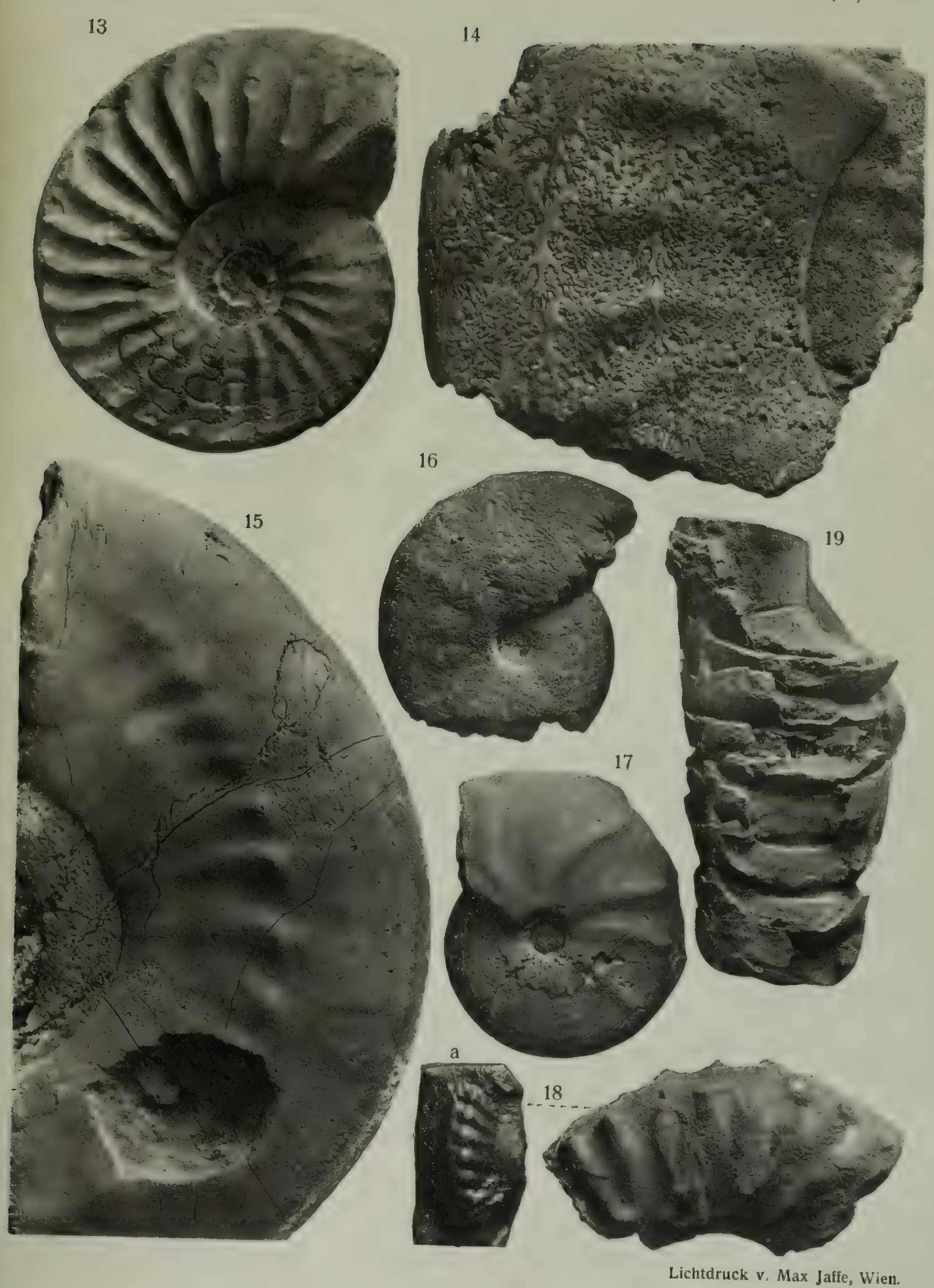
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.



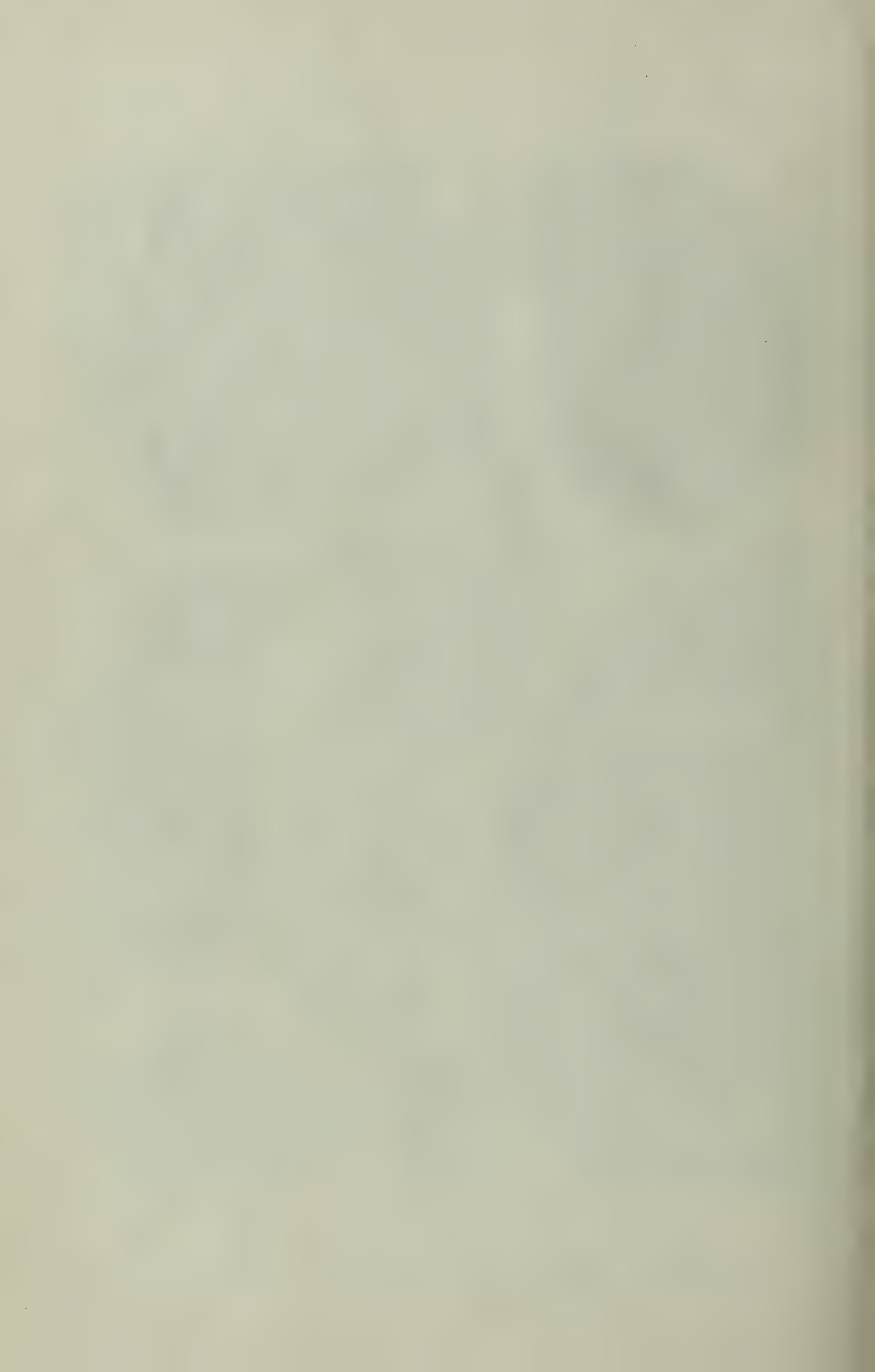


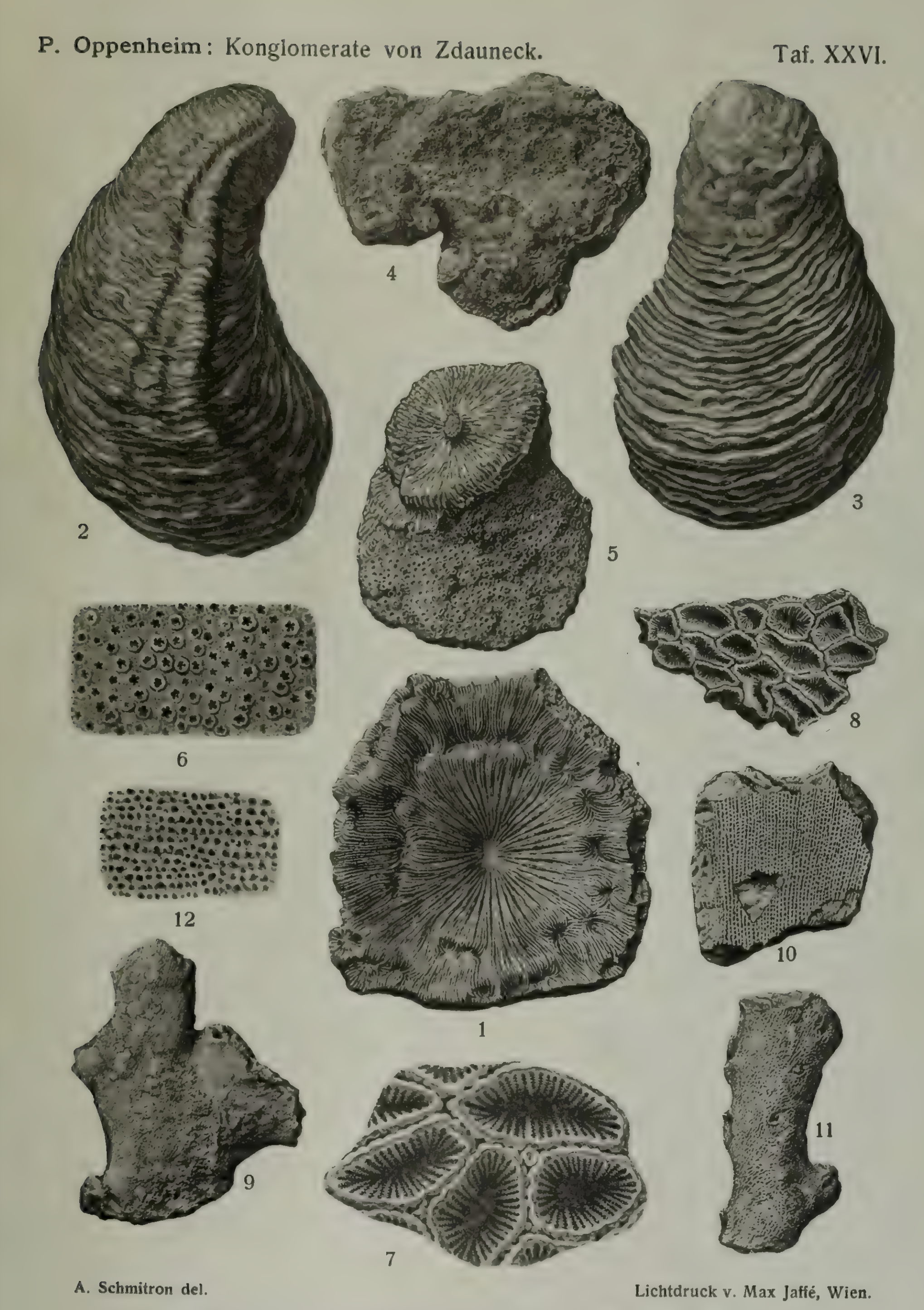
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



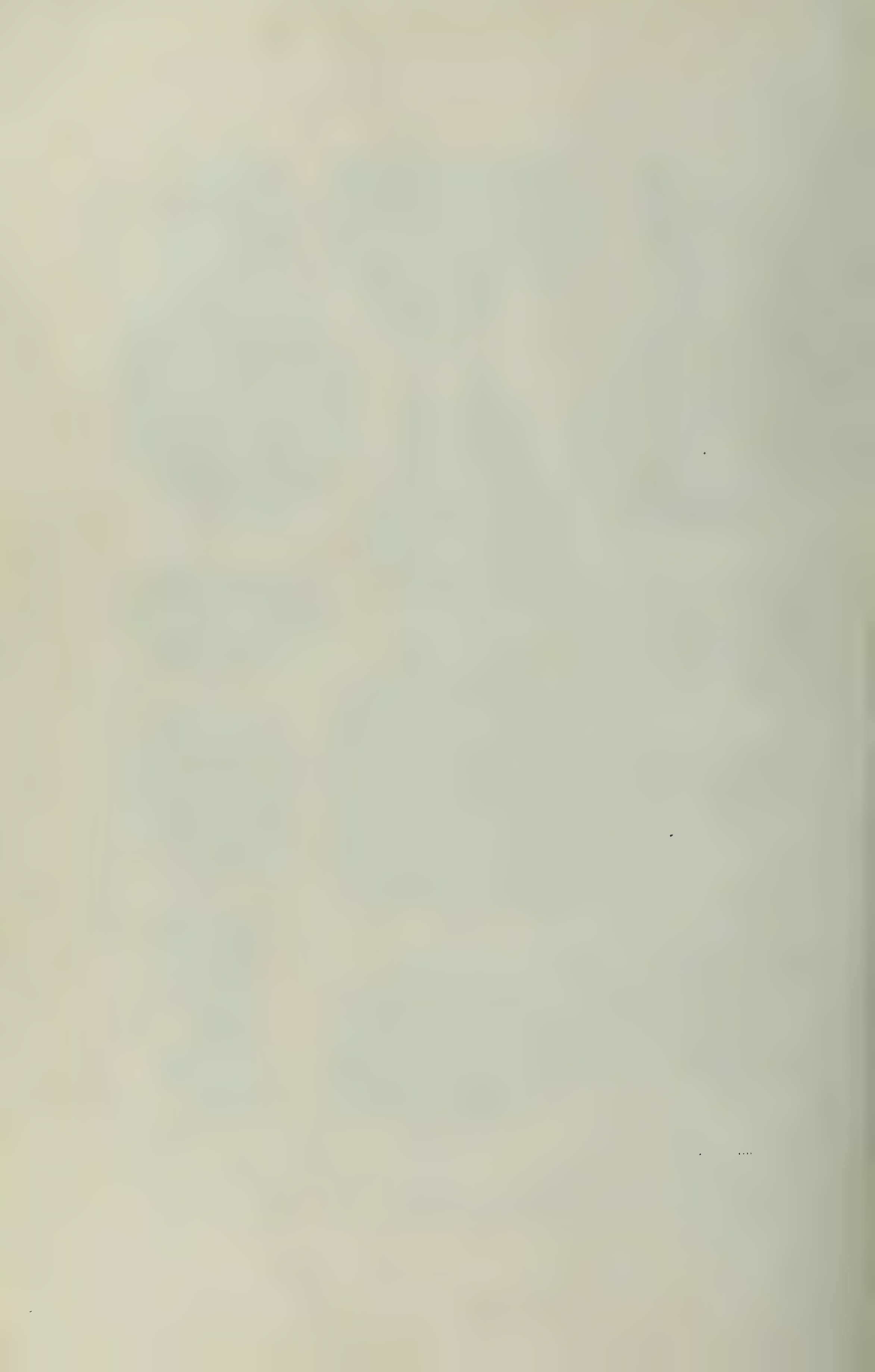


Lichtdruck v. Max Jaffe, Wien.





A. Schmitron del. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

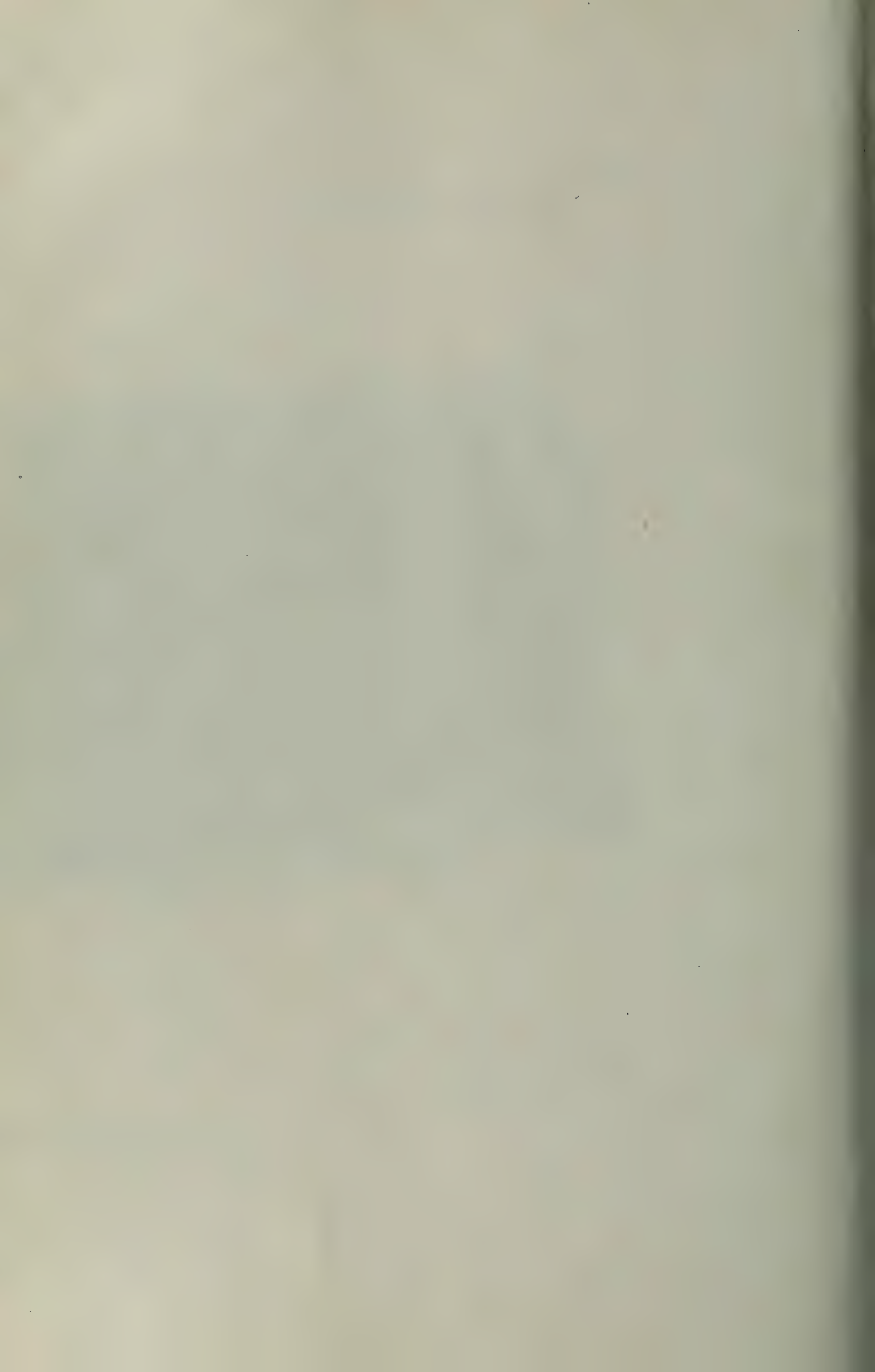




Phot. L. Adametz

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

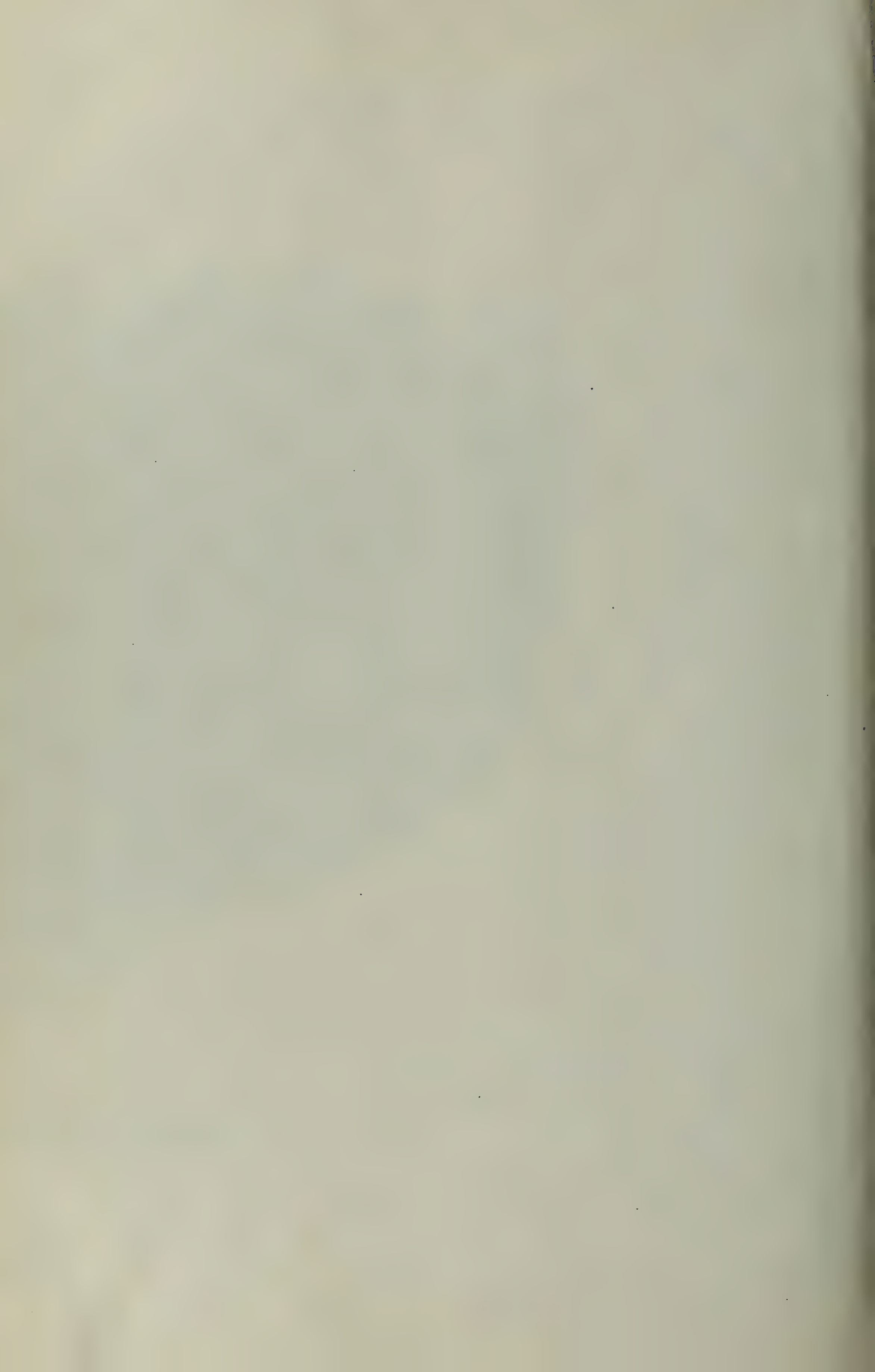



Phot. L. Adametz

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII. 1913.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.




Komorau
Rejkowitz
Běnčin
Studený
Křešin
Mrtník
Ptákov
Jvina
Klestenitz
Kocanda
Chaloupek
Hrachowišt
Vrchy
Eugenov
Jinetz
Nerežin
Sykořka
Wohrazenitz
Karlshof
Litava Bach
Station Jinetz-Cenkau
Cenkau
Pisek
Velka Baba
Malá Baba
Kuchynka B.
Beranec
Krejčovka
Klein Viska
Susana Schacht
Zaječov
Kozojed
Čihadlo
Ve Fabrikách
Kvaň
Roter Bach
Ruine Waldeck
Gr. Jeskřipec
Kl. Jeskřipec
Komiček
Velkau
Vystrkov
Luh
Kralovka J. H.
Komorsko J. H.
Holý vrch
Provazec B.
Zahnhammer M.
Weißer Hammer
St. Benigna
Unter Kvaň
Neudorf
Heinrichfels
Beran
Krkavčí B.
Piskový B.
Hřeben
Vranová
Maurový Bach
Hejlov B.
Jinetz-Baschtina
Slonovec
Klouček
Dominikal Pasek
Pasecky M.
Soukup M.
Hořice B.
Naves M. H.
Klein Chlum
Bukova
U Lesa
Na Vršku
Jalový Bach
Hudeček M.
Rochecký M.
Neuhof Hgh.
Giftberg
Pod skalou
Chramosta M.
Schäferei
Podjinecký M.
Klein-Plešivec
Podbabsky M.
Zátorský M.
Kopačovský M.
Maßstab 1:35.000
1000m 500 0 1 2 km
Přibramer Schichten
Třemoschna Konglomerate
Rote Schiefer und Sandsteine in den Konglomeraten
Paradoxides-Schichten
Dd1α
Dd1β
Dd1γ
Dd2
Dd4
Lehm, Sand und Schotter
Diabas
Fallen und Streichen der Schichten
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LXIII. Band. Wien 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien. III., Rasumofskygasse 23.





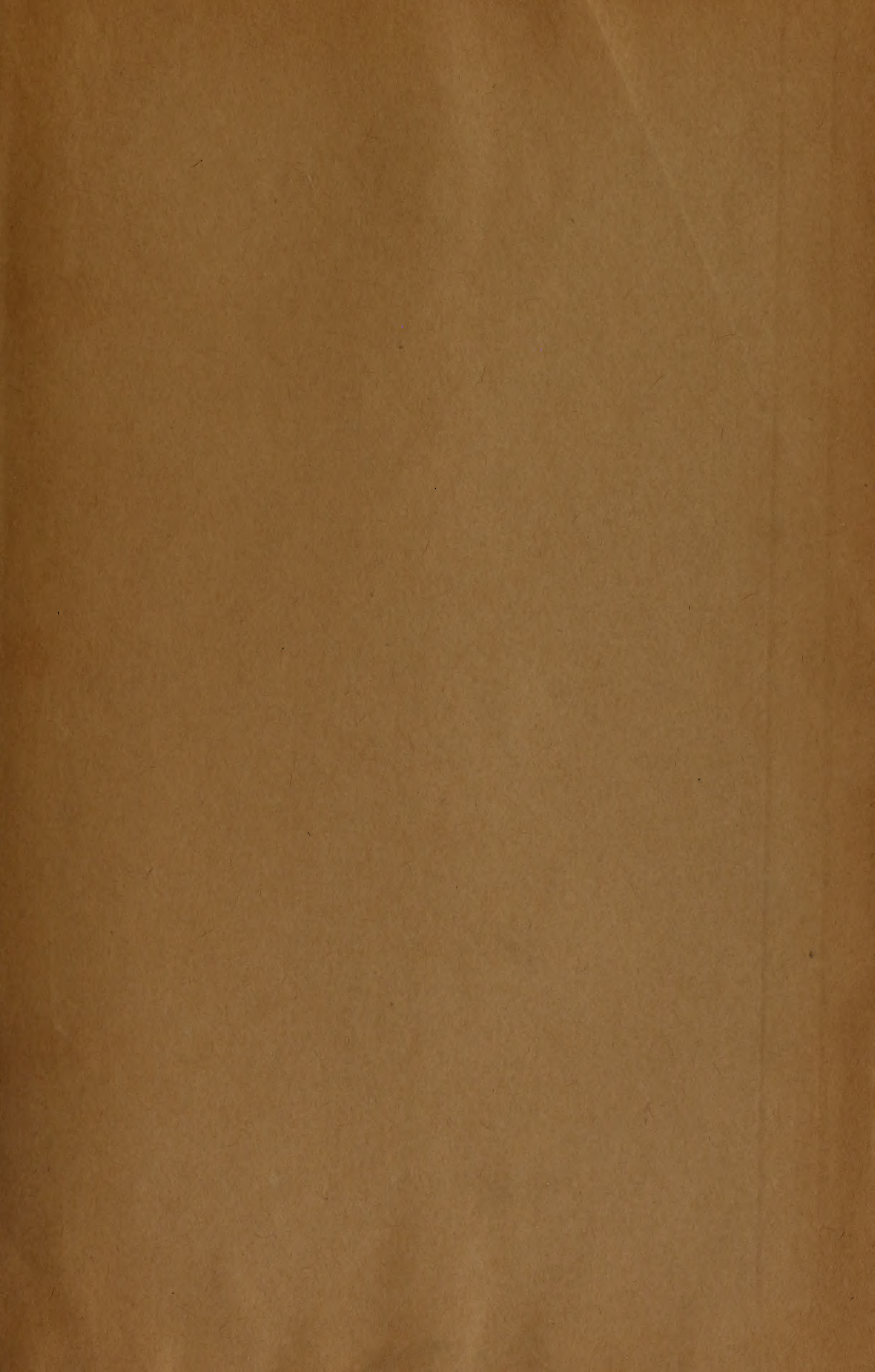
Inhalt.

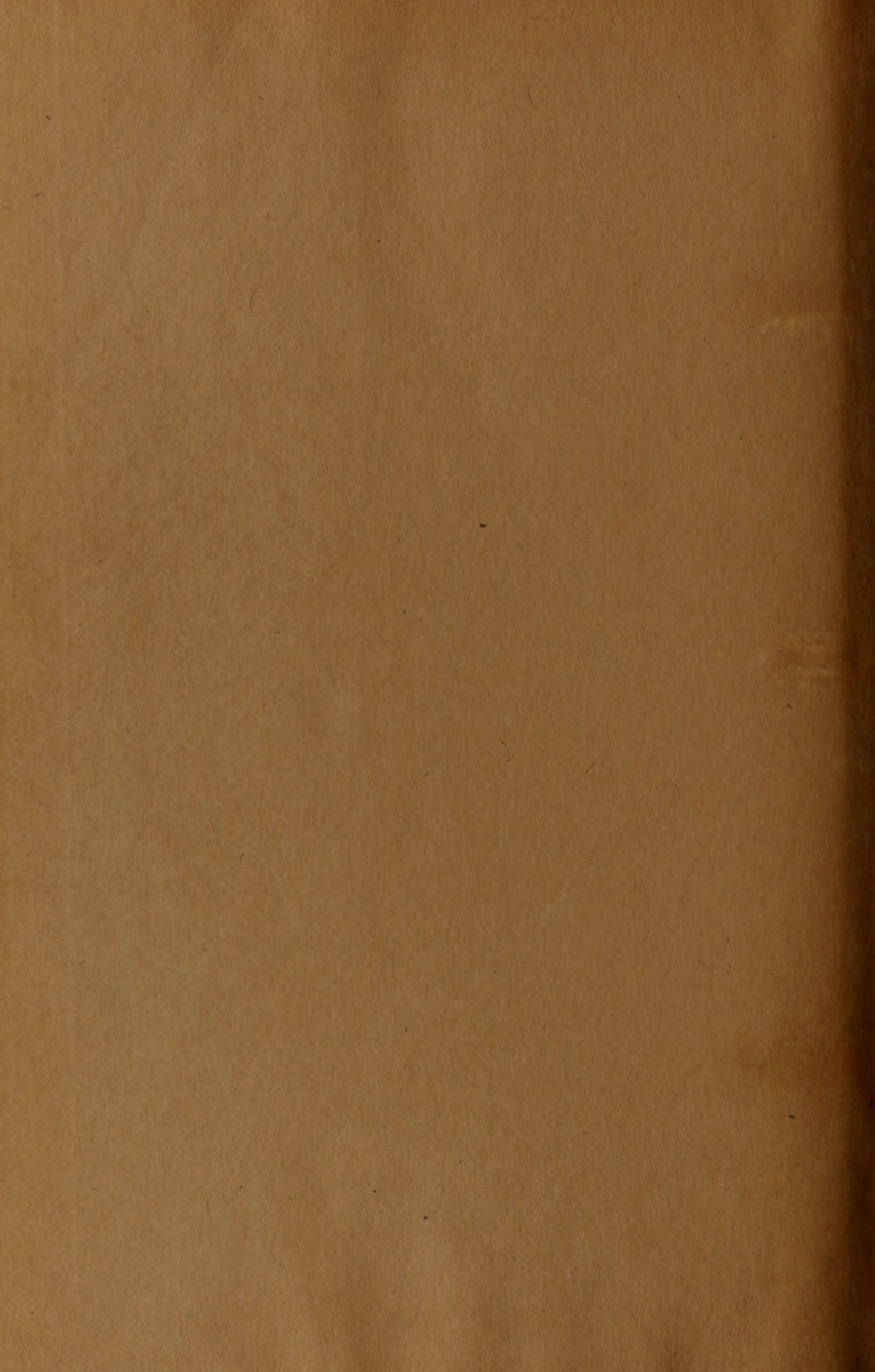
4. Heft.

Seite

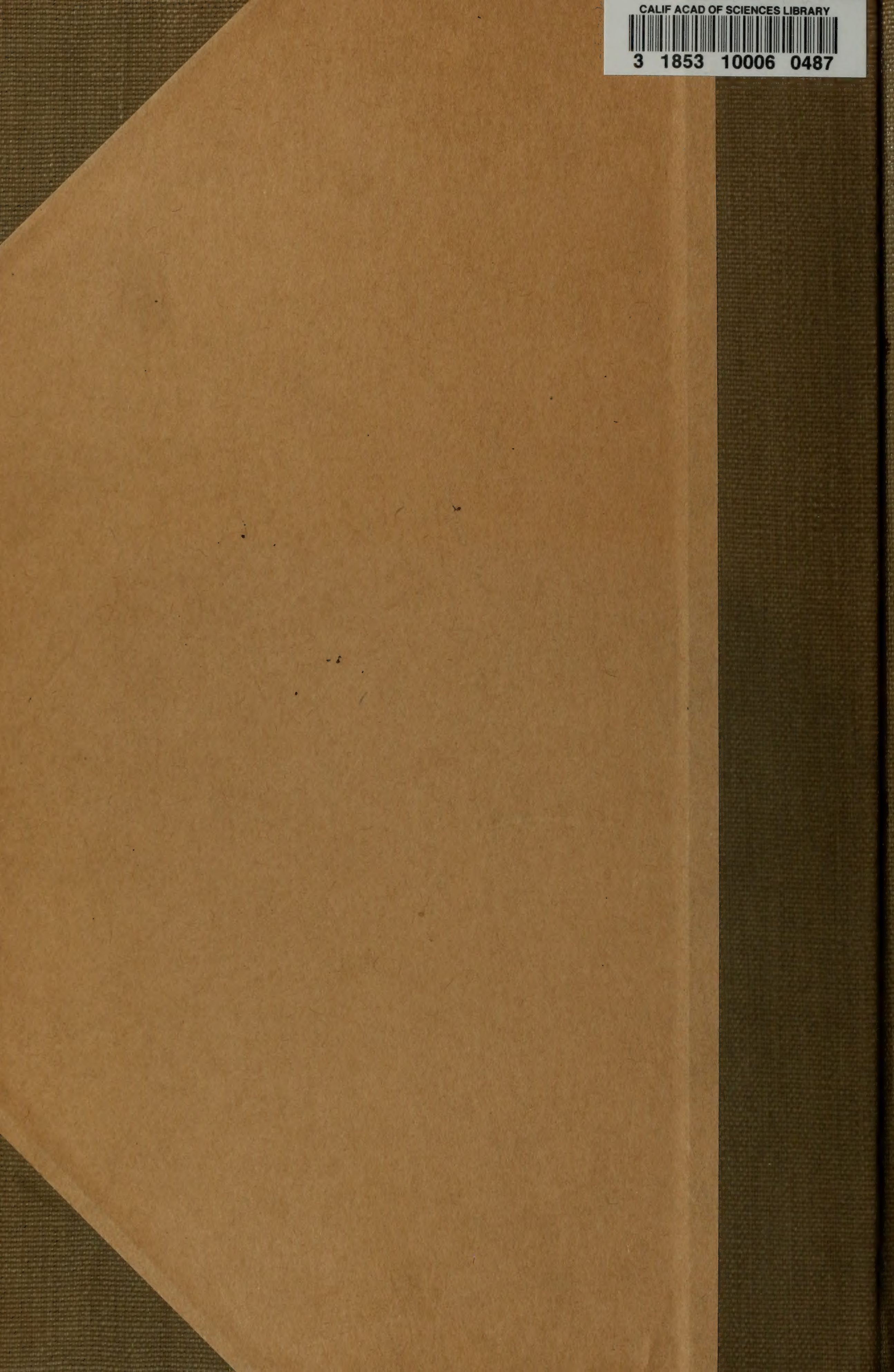
NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.









CALIF ACAD OF SCIENCES LIBRARY
3 1853 10006 0487